

Université de Montréal

**Changements climatiques et écologiques dans le nord de
l'Alaska au cours de la glaciation du Wisconsinien :
le Yedoma de la rivière Itkilik**

par

Lyna Lapointe Elmrabti

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences
en vue de l'obtention du grade de maîtrise en
géographie

Décembre 2015

© Lyna Lapointe Elmrabti, 2015

Université de Montréal
Faculté des études supérieures et postdoctorales

Ce mémoire intitulé :

Changements climatiques et écologiques dans le nord de l'Alaska au cours
de la glaciation du Wisconsinien : le Yedoma de la rivière Itkillik

Présenté par :

Lyna Lapointe Elmrabti

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Olivier Blarquez, président rapporteur

Julie Talbot, directrice de recherche

Daniel Fortier, codirecteur

Anne de Vernal, membre du jury

Université de Montréal

Résumé

Le climat continental et froid de la Bérिंगie lors de la glaciation du Wisconsinien a conduit à la formation d'une forme relique de pergélisol syngénétique nommé yedoma. Ces dépôts ont permis la préservation d'indicateurs environnementaux très diversifiés qui peuvent être employés pour reconstituer la dynamique climatique et écologique de la Bérिंगie avant le dernier maximum glaciaire. À ce jour, peu d'études ont été réalisées au nord de la chaîne de montagnes Brooks (Alaska) et l'hétérogénéité écologique régionale de la Bérिंगie Est lors de la glaciation du Wisconsinien reste mal définie.

Ce mémoire porte sur une reconstitution paléoenvironnementale de plus de 39 ka du nord de l'Alaska réalisée à partir de sédiments provenant du Yedoma de la rivière Itkillik. Les objectifs sont (1) de reconstituer l'histoire de la végétation avec l'analyse pollinique; (2) de reconstituer les températures de juillet, le contraste de température saisonnier et l'ensoleillement de juillet avec la technique des analogues modernes et (3) de mettre les données biogéochimiques et glaciologiques du site en lien avec le climat reconstitué.

L'étude montre que vers 35 ka BP (Interstade du Wisconsinien Moyen), des conditions climatiques semblables à l'actuel ont favorisé l'accumulation de tourbe riche en carbone organique. À partir de 29,7 ka BP, les températures de juillet reconstituées diminuent, alors que la continentalité du climat semble augmenter. Le contenu en glace des sédiments est plus alors plus faible et la pluie pollinique devient dominée par Poaceae, *Artemisia* et autres herbacés non graminoides. Ces indicateurs suggèrent des conditions environnementales plus xériques qu'aujourd'hui. Les anomalies isotopiques de ^{18}O , ^2H et l'excès de deutérium confirment un épisode d'avancée glaciaire (Wisconsinien Tardif). Après 17,9 ka BP (Tardiglaciaire), les températures de juillet et le contraste saisonnier augmentent. Les valeurs de contenu en carbone organique des sédiments sont plus élevées et la plus grande disponibilité en eau favorise l'établissement d'un couvert herbacé moderne dominé par les Cyperaceae.

Mots-clés : Paléoclimat, Paléoécologie, Pergélisol syngénétique, Yedoma, Glaciation du Wisconsinien, Bérिंगie.

Abstract

The cold-arid climate associated with the Wisconsinan glaciation in Beringia has led to the formation of a relict form of syngenetic permafrost, termed yedoma. These deposits contain various environmental proxies that can be used to reconstruct the climatic and ecological dynamics across Beringia prior to the Last Glacial Maximum (LGM). To date, only a few studies have attempted to reconstruct LGM climate north of the Brooks Range and the regional ecological heterogeneity of eastern Beringia is still poorly understood.

The present thesis focuses on paleoenvironmental reconstructions of northern Alaska spanning about 39 ka, based on sediments from the Itkillik river Yedoma. The objectives are (1) to reconstruct the regional vegetation history from pollen analysis; (2) to reconstruct the July temperatures, seasonal temperature contrast and July sunshine based on the modern analogue technique applied to pollen and (3) to link the biogeochemical and glaciological records to the reconstructed climate.

The study shows that around 35 ka BP (Middle Wisconsinan), climate conditions were similar than modern and favored the accumulation of peat and organic carbon. From 29.7 ka BP, July temperature decreased as continentality increased. Ice content was low and the vegetation was dominated by Poaceae, *Artemisia* and other non-graminoid indicators of xeric environmental conditions. Isotopic anomalies of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and deuterium excess indicate a glacial advance (Late Wisconsinan). Improving climate and ecological conditions is recorded after 17.9 ka BP (Late Glacial). Overall, the results are more similar to reconstructions of other sites located in northern and interior Alaska than those from interior Yukon or western Beringia.

Keywords: Paleoecology, Paleoclimate, Syngenetic permafrost, Yedoma, Wisconsinan glaciation, Beringia.

Table des matières

INTRODUCTION.....	2
 CHAPITRE 1. CONTEXTE GÉNÉRAL DE LA RECHERCHE.....	5
1.1 LE PLÉISTOCÈNE	5
1.1.1 <i>La glaciation du Wisconsinien</i>	8
1.2 LA BÉRINGIE.....	10
1.2.1 <i>Dimension</i>	10
1.2.2 <i>Climat</i>	12
1.2.3 <i>Écologie</i>	13
1.3 LES YEDOMA.....	13
1.4 LA RECONSTITUTION PALÉOÉCOLOGIQUE DE LA BÉRINGIE.....	19
1.4.1 <i>Types de séquence analysés</i>	19
1.4.2 <i>Évolution des approches</i>	20
1.4.3 <i>État des connaissances</i>	22
 CHAPITRE 2. OBJECTIFS, SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES.....	25
2.1 OBJECTIFS DE LA RECHERCHE.....	25
2.2 SITE D'ÉTUDE.....	26
2.2.1 <i>Vue d'ensemble</i>	26
2.2.2 <i>Climat</i>	31

	v
2.2.3 <i>Sol et végétation</i>	31
2.3 ACQUISITION DES DONNÉES.....	33
2.3.1 <i>Échantillonnage de la paroi exposée</i>	33
2.3.2 <i>Datation</i>	34
2.3.3 <i>Analyse palynologique</i>	35
2.3.4 <i>Reconstitution du climat</i>	36
2.3.5 <i>Biogéochimie</i>	38
2.3.6 <i>Contenu en glace</i>	40
CHAPITRE 3. ARTICLE: MIDDLE TO LATE WISCONSINAN CLIMATE AND ECOLOGICAL CHANGES IN NORTHERN ALASKA: THE ITKILLIK RIVER YEDOMA EXPOSURE.....	41
<i>Abstract</i>	43
3.1 INTRODUCTION.....	44
3.2 STUDY AREA.....	49
3.3 METHODS.....	52
3.3.1 <i>Sampling</i>	52
3.3.2 <i>Radiocarbon dating and age depth model</i>	52
3.3.3 <i>Pollen</i>	53
3.3.4 <i>Climate reconstruction</i>	54
3.3.5 <i>Biochemistry</i>	56
3.3.6 <i>Ice content</i>	57
3.4 RESULTS.....	57
3.4.1 <i>Geochronology</i>	57
3.4.2 <i>Pollen</i>	58

3.4.3 <i>Climate reconstructions</i>	61
3.4.4 <i>Sediment and ground-ice records</i>	64
3.5 DISCUSSION.....	68
3.5.1 <i>Chronology of paleoenvironmental records</i>	68
3.5.2 <i>Middle Wisconsinan interstade</i>	70
3.5.3 <i>Late Wisconsinan</i>	73
3.5.4 <i>Late Glacial – Holocene transition</i>	74
3.6 CONCLUSION.....	75
3.7. ACKNOWLEDGEMENT.....	77
CHAPITRE 4. DISCUSSION GÉNÉRALE.....	78
4.1 L'UTILISATION DES YEDOMA POUR RECONSTITUER LE PALÉOENVIRONNEMENT DE LA BÉRINGIE AU WISCONSINIEN.....	78
4.2 APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE.....	80
4.3 LIMITATIONS.....	83
4.4 CONTRIBUTION SCIENTIFIQUE.....	85
CONCLUSION.....	87
BIBLIOGRAPHIE.....	89

Liste des tableaux

TABLEAU 1. POSITION DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR ET DE LA GLACIATION DU WISCONSINIEN DANS LA CHARTE STRATIGRAPHIQUE DU CÉNOZOÏQUE.....	5
TABLEAU 2. NOMENCLATURE DES ÉPISODES CLIMATIQUES ASSOCIÉS AU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR	9
TABLEAU 3. CARACTÉRISTIQUES COMPARATIVES DES YEDOMAS EN BÉRINGIE OUEST ET EST.....	16
TABLEAU 4. DESCRIPTION DES UNITÉS CRYOSTRATIGRAPHIQUES DU YEDOMA DE LA RIVIÈRE ITKILLIK.....	30
TABLEAU 5. RADIOCARBON (^{14}C) AGE OF THE ITKILLIK YEDOMA WITH DEPTH.....	53

Liste des figures

FIGURE 1. CARTE MONTRANT L'ÉTENDUE DES CALOTTES GLACIAIRES LORS DE LA GLACIATION DU WISCONSINIEN.....	7
FIGURE 2. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE. A) COURANTS DE SURFACE DE L'OCÉAN PACIFIQUE NORD; B) TERRITOIRE DE LA BÉRINGIE LORS DU DGM.....	11
FIGURE 3. COUPE SCHÉMATIQUE TRANSVERSALE D'UN RÉSEAU DE POLYGONE À COINS DE GLACE DANS UN ENVIRONNEMENT DE TOUNDRA.....	18
FIGURE 4. POSITION DU SITE D'ÉTUDE À LA LIMITE ENTRE LES ÉCOZONES DE LA PLAINE CÔTIÈRE DE L'ARCTIQUE ET DES PIEDMONTS ARCTIQUES.....	27
FIGURE 5. SITE D'ÉTUDE. A) FACE EXPOSÉE DU YEDOMA DE LA RIVIÈRE ITKILLIK; B) LOCALISATION DU SITE D'ÉTUDE LE LONG D'UN ANCIEN MÉANDRE DE LA RIVIÈRE ITKILLIK; C) COLONNE DE SÉDIMENT MONTRANT LES HORIZONS DE TOURBE FOSSILE, LES UNITÉS CRYOSTRATIGRAPHIQUES ET LES QUATRE STADES DE DÉVELOPPEMENTS DE COINS DE GLACE; D) MICRO-CRYOSTRUCTURES LENTICULAIRES TYPIQUE DE L'AGGRADATION SYNGÉNÉTIQUE DU PERGÉLISOL; E) CRYOSTRUCTURES SUSPENDUES, INDIQUANT LA POSITION DE LA COUCHE INTERMÉDIAIRE; F) POSITION DU PROFILE D'ÉCHANTILLONNAGE PRINCIPAL ET DES PROFILS SECONDAIRES.....	28
FIGURE 6. ÉCOLOGIE ACTUELLE DU SITE D'ÉTUDE. A) RIVIÈRE À MÉANDRE INCISÉ DANS LE PAYSAGE VALLONNÉ DU YEDOMA DE LA RIVIÈRE ITKILLIK; B) COUCHE ORGANIQUE À LA SURFACE DU YEDOMA; C) VÉGÉTATION À LA SURFACE DU YEDOMA AVEC LA PRÉSENCE MARE DE POLYGONE; D) VÉGÉTATION SUR UNE PENTE STABILISÉE INCISÉE PAR LA RIVIÈRE ITKILLIK.....	32

FIGURE 7. EXTENT OF GLACIERS IN BERINGIA. A) BERINGIA TERRITORY EXTENT DURING THE LGM WITH GLACIERS POSITION DURING LATE WISCONSINAN AND MODERN; B) MAP OF ALASKA WITH STUDY SITE LOCATION, AND LOESS AND SAND DEPOSITS	45
FIGURE 8. STUDY SITE. A) THE STUDY SITE AT THE ARCTIC COASTAL PLAIN AND ARCTIC FOOTHILLS BORDER; B) EXPOSED BLUFF; C) SEDIMENT COLUMN WITH CRYOSTRATIGRAPHIC UNITS, STAGES OF AGGRADATION OF ICE-WEDGES AND BURIED PEAT LAYERS.....	51
FIGURE 9. AGE-DEPTH MODEL SHOWING CALIBRATED ^{14}C DATES.....	58
FIGURE 10. PERCENTAGE DIAGRAMS OF POLLEN AND NON-POLLEN PALYNOMORPHS FROM THE ITKILLIK YEDOMA EXPOSURE.....	59
FIGURE 11. CLIMATE RECONSTRUCTIONS OBTAINED FROM THE MODERN ANALOG TECNNIQUE.....	62
FIGURE 12. BIOGEOCHEMICAL AND ICE CONTENT DATA FROM THE ITKILLIK YEDOMA EXPOSURE OVER ~39 KA.....	65
FIGURE 13. COMPOSITION OVERVIEW OF THE MAIN COLUMN OF SEDIMENTS WITH CRYOSTRATIGRAPHIC UNITS AND STAGES OF AGGRADATIONS OF ICE-WEDGES	68
FIGURE 14. SIMPLIFIED SYNTHESIS OF PALEOCLIMATE FLUCTUATIONS OF BERINGIA.....	76
FIGURE 15. RÉSULTAT DES TESTS DE VALIDATION DE MAT BASÉ SUR 981 OBSERVATIONS.....	83

Liste des annexes

ANNEXE I. PROTOCOLE D'EXTRACTION DU POLLEN AU POLYTUNGSTATE DE SODIUM.....	111
ANNEXE II. SIGNATURES ISOTOPIQUES DES SÉDIMENTS DU YEDOMA DE LA RIVIÈRE ITKILLIK.....	114

Liste des sigles et abréviations

¹⁴ C	Âge radiocarbone non calibré.
a.n.m	Au-dessus du niveau de la mer
BP	Avant le présent (de l'anglais <i>Before Present</i>). La date représentant le présent est par convention le 1er janvier 1950 et marque le début de l'ère de la datation radiocarbone.
cal	Âge calibré
cc ⁻¹	Par centimètre cube.
cf.	Pour comparaison (du latin <i>confer</i>)
CO ₂	Formule chimique du dioxyde de carbone
CH ₄	Formule chimique du méthane
DMG	Dernier maximum glaciaire
e.g.	Par exemple (du latin <i>exempli gratia</i>)
HCL	Acide chlorhydrique
HF	Acide hydrofluoridrique
ka	Millier d'années
KOH	Hydroxyde de potassium
LGM	Dernier maximum glaciaire (de l'anglais <i>Last Glacial Maximum</i>)
Ma	Million d'années
MAT	Technique des analogues modernes (de l'anglais <i>modern analogue technique</i>)
MIS	Stade isotopique marin (de l'anglais <i>marine isotopic stage</i>)
NAPD	Base de données nord-américaine des pollens (de l'anglais <i>North American Modern Pollen Database</i>)
R ²	Coefficient de détermination qui sert de mesure pour la qualité de la prédiction d'une régression linéaire

RSME	Erreur moyenne quadratique (de l'anglais <i>Root-square Mean Error</i>)
SCD	Distance de corde au carré (de l'anglais <i>Square Chord Distance</i>)
TC	Carbone total (de l'anglais <i>total carbon</i>)
TOC	Carbone organique total (de l'anglais <i>total organic carbon</i>)
VSMOW	Eau océanique moyenne normalisée de Vienne. Désigne une composition isotopique normalisée de l'eau (de l'anglais <i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>).
wt%	Pourcentage de poids gravimétrique (de l'anglais <i>weight percent</i>)
yr⁻¹	Par année (de l'anglais <i>per year</i>)
δ	Lettre minuscule grecque delta utilisée pour mesurer une différence locale.
%	Pourcentage
‰	Pour mille
>	Supérieur à
<	Inférieur à
±	Plus ou moins
~	Environ

Remerciement

Je tiens à adresser mes remerciements aux personnes qui m'ont appuyée dans la réalisation de ce mémoire. En premier lieu, je remercie ma directrice Julie Talbot pour m'avoir transmis des outils de travail essentiels qui me seront très utiles dans mon cheminement futur. Je voudrais aussi remercier mon codirecteur Daniel Fortier pour les expériences enrichissantes de travail sur le terrain au Yukon et au Territoire du Nord-Ouest. Je suis très reconnaissante envers mes directeurs, Julie et Daniel, pour l'aide financière dont j'ai bénéficié. Dans cet ordre d'idée, il est aussi très important pour moi de souligner le soutien financier reçu de Pierre Richard et la Faculté des études supérieures et post doctorale qui m'ont permis de me concentrer sur mes études et ma recherche.

Ce projet a été rendu réalisable grâce à la collaboration de Jens Strauss, Mikail Kanevskiy et Yuri Shur qui m'ont permis d'avoir accès aux échantillons et autres données de bases. Je les remercie également pour le support intellectuel qu'ils m'ont fourni pour la rédaction de l'article présenté au chapitre 3. Je tiens aussi à souligner ma grande appréciation pour l'aide offerte par Daniel Landry avec la méthodologie d'extraction pollinique. Je le remercie aussi pour la rigueur et la minutie qu'il m'a inculquée. Je remercie également Bianca Fréchette pour son soutien concernant la reconstitution climatique, ses encouragements et sa disponibilité tout le long de mon cheminement. Je suis aussi très reconnaissante envers Anne de Vernal et Olivier Blarquez qui en acceptant d'être membres de mon comité ont grandement contribué au manuscrit de l'article.

Je remercie aussi mes parents et mes amis pour leur soutien tout au long de mon cheminement. Je suis aussi reconnaissante envers mes collègues, surtout Michel, Gautier, Manu, et Isabelle pour tout le divertissement et l'aide qu'ils m'ont apportée sur le terrain à Beaver Creek. Merci également à Nic pour sa confiance en moi, pour son aide et pour m'avoir encouragé à me dépasser.

Introduction

La Bérिंगie représente l'ensemble des territoires de la Sibérie, de l'Alaska et du Yukon restés libres de glace lors des épisodes glaciaires du Pléistocène supérieur (130-11,7 Ka BP). Le biome associé à la plus récente glaciation (glaciation du Wisconsinien, 71-11,7 Ka BP) est connu sous le nom de «toundra-steppe» (ou steppe à mammoths) et est disparu à la transition entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène. L'environnement y était caractérisé par un climat fortement périglaciaire, c'est-à-dire froid et sec, avec une végétation de toundra essentiellement dominée par des herbacées (graminoïdes et nongraminoïdes). Le biome toundra-steppe reste encore mal défini, car la réponse écologique régionale aux fluctuations climatiques du Wisconsinien semble hétérogène à travers le territoire. Beaucoup de reconstitutions paléoenvironnementales ont été réalisées à partir de sédiments de lacs et de tourbières s'étant formés à partir du tardiglaciaire, donc suite au dernier maximum glaciaire (DMG; ~ 21 Ka BP). La plupart de ces études se sont aussi principalement concentrées sur l'histoire de la végétation reconstituée par l'analyse pollinique (e.g. Brubaker et al., 2005; Anderson et Brubaker, 1994; Wang et Geurts, 1991). Les études explorant une échelle temporelle plus grande sont essentiellement issues de l'enregistrement paléoécologique des carottes de forages marins. Il subsiste donc beaucoup d'incertitude concernant l'effet des fluctuations climatique sur l'environnement terrestre de la Bérिंगie lors de la dernière glaciation.

Les yedomas sont des dépôts de pergélisol syngénétique formés en Bérिंगie et dont la période d'accumulation active coïncide avec le Wisconsinien (Grosse et al., 2013). Ils contiennent du pollen, mais également d'autres indicateurs biogéniques, biochimiques et

sédimentaires pouvant être utilisés concurremment pour reconstituer les changements climatiques et écologiques survenus en Béringie au Wisconsinien. L'utilisation d'une approche multidisciplinaire met en évidence les relations entre les composantes biogénique et inorganique du milieu, et permet de mieux reconstituer la complexité du paléoenvironnement.

La présente recherche est une étude paléoenvironnementale d'approximativement 39 ka du nord de l'Alaska. La reconstitution couvre une partie de l'interstade du Wisconsinien Moyen et la subséquente avancée glaciaire du Wisconsinien Tardif (incluant le DMG) et a été réalisée en utilisant conjointement les résultats des analyses polliniques, biogéochimiques, sédimentaires et cryostratigraphiques obtenus des sédiments du Yedoma de la rivière Itkillik.

Divisé en quatre chapitres, ce mémoire décrit d'abord, au chapitre 1, le contexte de la recherche. Au chapitre 2 sont ensuite présentés les objectifs, le site d'étude, de même qu'une description de l'origine et de l'acquisition des données utilisées. Le chapitre 3 se présente sous la forme d'un article scientifique portant sur la reconstitution paléoenvironnementale réalisée au site du Yedoma de la rivière Itkillik. Cette section constitue le cœur de la recherche. Certains éléments présentés au chapitre 1 et 2 sont répétés sous forme synthétique dans le chapitre 3 (en anglais). Finalement, le chapitre 4 constitue une discussion générale et effectue un retour sur les différents thèmes abordés dans ce travail de recherche.

Ce mémoire présente aussi en annexe (I) une version détaillée de la méthode d'extraction du pollen qui a été utilisée et (II) des figures supplémentaire illustrant les coefficients de détermination des marqueurs isotopiques employés. L'incidence de ces résultats sur les types de glace de sol rencontrés et le climat reconstitué est brièvement discutée.

Chapitre 1. Contexte général de la recherche

1.1 Le Pléistocène

Le Pléistocène est la première époque de la plus récente période de l'ère du Cénozoïque, c'est-à-dire du Quaternaire (Tableau 1). Il s'étend de 2,59 Ma à 11,7 Ka BP (Cohen et Gibbard, 2011). Le Pléistocène est suivi de l'interglaciaire actuel, soit l'Holocène (11,7 ka BP - actuel).

Tableau 1. Position du Pléistocène Supérieur et de la glaciation du Wisconsinien dans la Charte stratigraphique du Cénozoïque.

ÈRE	PÉRIODE	ÉPOQUE	ÉTAGE	ÂGE DE DÉBUT (Ka BP) ¹	DERNIER CYCLE GLACIAIRE
CÉNOZOÏQUE	QUATÉNAIRE	Holocène		11,7	Interglaciaire de l'Holocène
		PLÉISTOCÈNE	SUPÉRIEUR	71	GLACIATION DU WISCONSINIEN
				130	Interglaciaire du Sangamonien
			Moyen	781	
			Inférieur	2 588	
	Néogène	Pliocène			
		Miocène			
	Paléogène	Oligocène			
		Éocène			
		Paléocène			

¹ Seules les dates ratifiées par l'Union internationale des sciences géologiques ont été utilisées. Considérant le manque de conformité et l'incertitude reliée à la datation des épisodes climatiques de la glaciation du Wisconsinien à partir de séquences terrestres, les âges présentés pour le commencement du Sangamonien et le début de la glaciation du Wisconsinien sont respectivement tirés de la transition entre les stades isotopiques marins 6-5 et 5-4 (Lisiecki et Raymo, 2005).

À partir du début du Pléistocène, la faune et la flore sont essentiellement modernes. C'est aussi au début de cette époque qu'était attribuée l'apparition, en Afrique, des premiers représentants du genre *Homo* (Finlayson, 2005), jusqu'à ce que des découvertes récentes indiquent qu'il pourrait être plutôt apparu à la fin du Pliocène (Di Maggio et al., 2015; Villmoare et al., 2015).

Le Pléistocène se caractérise par la récurrence d'au moins 13 cycles glaciaires (Gibbard et al., 2007) qui résultent de l'interaction entre l'insolation déterminée par les paramètres orbitaux des cycles de Milankovitch et le contenu en carbone atmosphérique (Bender, 2013). Lors des épisodes glaciaires, la chute des niveaux de CO₂ (dioxyde de carbone) atmosphérique est corrélée au développement d'inlandsis en Eurasie et en Amérique du Nord (Figure 1). Une proportion importante de l'énergie solaire était alors réfléchi par le fort albédo des glaciers, contribuant ainsi au refroidissement climatique, à des changements dans la circulation océanique et atmosphérique, ainsi qu'à une réduction des concentrations en CO₂ atmosphérique. Ces rétroactions climatiques expliquent le maintien d'un climat froid et conséquemment, d'une réduction des précipitations liquides dans l'hémisphère nord (Bender, 2013). L'aridité du climat lors de ces épisodes a généré la formation de dépôt de loess sur tous les continents. Ces dépôts couvrent aujourd'hui 10% de la surface terrestre (Muhes et Bettis, 2003).

Les épisodes nommés « interstades » sont de courtes incursions entre les avancées glaciaires où les conditions climatiques s'améliorent et la continentalité diminue. Les interglaciaires sont quant à eux associés à une hausse marquée des températures séparant

les glaciations, comme la période Holocène actuelle (Gibard et West, 2000). Au cours du Pléistocène, les interstades et les interglaciaires tendent à devenir plus froids et moins fréquents, alors que la durée des cycles glaciaires a augmenté d'environ 41 à 100 Ka (Bender, 2013). La réponse climatique sous forme d'alternance entre des épisodes glaciaires et interglaciaires est une caractéristique unique à la période du Pléistocène (Bender, 2013).

Figure 1. Carte montrant l'étendue (approximative) des calottes glaciaires lors de la glaciation du Wisconsinien (modifié de Levin, 2009)

1.1.1 La glaciation du Wisconsinien

La glaciation du Wisconsinien inclut deux avancées glaciaires majeures et un interstade. Elle est précédée de l'interglaciaire du Sangamonien (130-71 ka BP) et suivie de celui de l'Holocène (Tableau 2). Le Wisconsinien est subdivisé en trois épisodes : le début du Wisconsinien (avancée glaciaire; 71-57 ka BP), le Wisconsinien moyen (interstade; 57-29 ka BP) et le Wisconsinien tardif (dernière avancée glaciaire qui inclut le DMG; 29-11,7 ka BP) (Tableau 2). Lors de cet intervalle de temps, la Béringie est la seule région continentale de l'Arctique qui n'a pas été englacée. Le début de la déglaciation correspond à la fin du Dryas ancien (de l'anglais *Oldest Dryas*; ~ 17 -14.7 ka). La date du début de l'Holocène correspond à la fin de l'épisode du Dryas récent (de l'anglais *Younger Dryas*; ~ 12,9-11,7 ka). Les épisodes du Dryas correspondent à deux courtes incursions froides survenues suite au DMG. Entre ces deux épisodes est recensée l'oscillation chaude (ou court interstade) du Bølling-Allerød (Clark et al., 2012). Parfois un refroidissement d'environ deux siècles connu sous le nom de Dryas moyen est enregistré vers 14 ka entre les événements du Bølling et de l'Allerød.

Tableau 2. Nomenclature des épisodes climatiques associés au Pléistocène supérieur, incluant la glaciation du Wisconsinien.

STRATIGRAPHIE		DATE DE DÉBUT ² (Ka BP)	AMÉRIQUE DU NORD ³ (français/anglais)	SIBÉRIE	STADES ISOTOPIQUES MARINS (MIS)		
QUATÉNAIRE	HOLOCÈNE						
		Interglaciale	11,7	Holocène (<i>Holocene</i>)	<i>Holocene</i>	MIS 1	
	PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR	GLACIATION DU WISCONSINIEN ⁴	Stade	29	Wisconsinien tardif (<i>Late Wisconsinan</i>)	<i>Sartan</i>	MIS 2
		Interstade	57	Wisconsinien moyen (<i>Middle Wisconsinan</i>)	<i>Karginsky</i>	MIS 3	
		Stade	71	Début du Wisconsinien (<i>Early Wisconsinan</i>)	<i>Muruktin/ Zyrgan⁵</i>	MIS 4 et MIS 5a-d	
	INTERGLACIAIRE DU SANGAMONIEN	Interglaciale	130	Sangamonien (<i>Sangamonan</i>)	<i>Kazantsevo</i>	MIS 5e	

² La date du début de l'Holocène ratifiée par l'Union internationale des sciences géologiques a été utilisée et correspond à la fin de l'épisode du Dryas récent. Les dates de commencement associées au Sangamonien, au début du Wisconsinien, au Wisconsinien moyen et au Wisconsinien tardif sont respectivement tirées des transitions entre les stades isotopiques marins 6-5, 5-4, 4-3 et 3-2 (Lisiecki and Raymo, 2005) (voir note en bas de page 1). Le début de la déglaciation correspond à la transition entre les stades isotopiques marins 2-1 (14 ka BP) (Lisiecki and Raymo, 2005), donc associé la fin du Dryas ancien.

³ La nomenclature nord-américaine est celle utilisée dans la présente étude.

⁴ En Sibérie, la glaciation du Wisconsinien est connue sous le nom de *Zyryanian glaciation*, il n'existe pas de traduction francophone.

⁵ *Muruktin* en Sibérie Est / *Zyrgan* en Sibérie Ouest

1.2 La Béringie

1.2.1 Dimension

Le terme Béringie a été proposé par Hulten (1937) afin d'exprimer la distribution de la végétation associée au territoire émergé entre l'Asie et l'Amérique du Nord (ou pont de Béring). Il est aujourd'hui admis que la Béringie correspond plus largement au territoire compris entre la rivière Lena dans le nord-est de la Russie et la rivière Mackenzie au Yukon. La Béringie s'étend donc sur plus de 20° de latitude et 80° de longitude (Elias et Brigham-Grette, 2013). La Béringie Ouest inclut les aires restées libres de glace en Sibérie, alors que la Béringie Est comprend celles de l'Alaska et du Yukon. Pour sa part, le pont de Béring inclut la surface du plateau continental des mers de Béring et de Chukchi qui était émergée lors de la glaciation du Wisconsinien. Les régressions marines sont associées aux épisodes d'avancées glaciaires quand l'accumulation des précipitations sous forme solide alimente les calottes du Groenland, de l'Amérique du Nord et d'une partie de l'Eurasie (Elias et Brigham-Grette, 2013). L'extension maximale des glaces rapportée lors du DMG a persisté entre 26,5 et 19 ka BP. Pendant cet intervalle, les niveaux marins à l'échelle globale ont chuté de 120-130 m (Elias et Brigham-Grette, 2013; Clark et al., 2009; Lambeck et al., 2002) (Figure 2b).

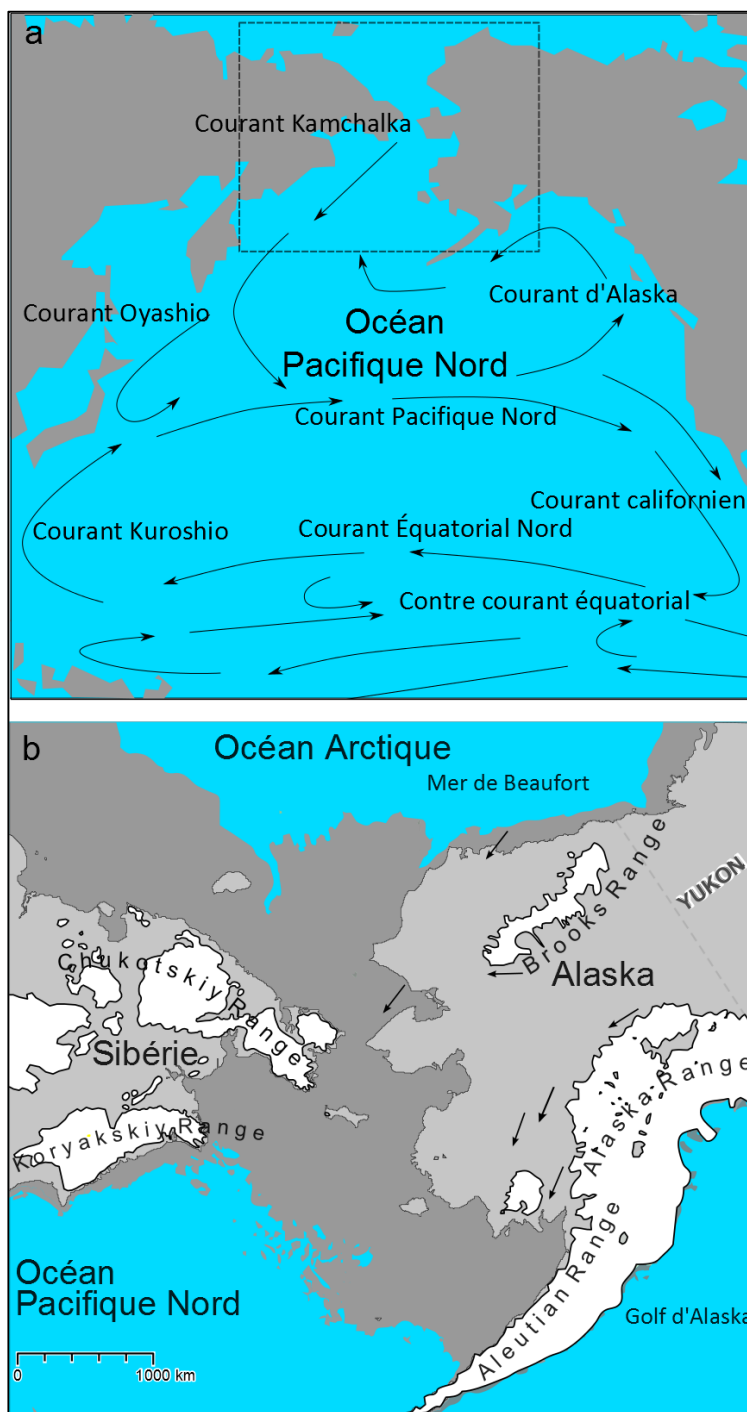


Figure 2. Contexte géographique de la région d'étude. a) Courants de surface de l'Océan Pacifique Nord (modifié de *American Meteorological society*, 2005); b) Territoire de la Béringie lors du DMG (baisse des niveaux marins de 120 m) avec la position des glaciers et des territoires émergés durant le Wisconsinien tardif (modifié de Kaufmann et al., 2011). La direction des paléo-vents (flèches noires) est tirée de Murton et al. (2015).

1.2.2 Climat

Les changements de circulation thermohaline engendrés par l'exposition du pont de Béring ont diminué le flux des masses d'air chaud et humide provenant du courant Pacifique Nord vers l'intérieur des terres de l'Alaska et du Yukon (Hu et al., 2010). Le climat de la Béringie a également été influencé par l'apport de masses d'air froid et sec provenant des calottes glaciaires du nord de l'Eurasie (Figure 2a) (Siegert et al., 2001, Elias et Brigham-Grette, 2013). Ce contexte a favorisé la présence d'un climat continental assez froid pour accumuler de la glace, mais trop aride pour permettre l'extension de l'inlandsis Laurentidien et de celui de la Cordillère dans les basses terres de la Béringie. La présence de glaciers a donc été confinée en altitude, dans les chaînes de montagnes régionales (Elias et Brigham-Grette, 2013, Kaufman et al., 2011; Mann et Hamilton, 1995) (Figure 2b). Comparativement à la Béringie Ouest, le territoire de la Béringie Est est moins accidenté (Brigham-Grette et al., 2004). Il est marqué par la présence de trois ensembles de chaînes de montagnes orientées approximativement est-ouest: (1) la chaîne Aléoutienne (*Aleutian Range*) qui se prolonge au sud-ouest le long de la péninsule de l'Alaska; (2) la chaîne d'Alaska (*Alaska Range*), située à environ 100 km à l'intérieur des terres à partir du golfe de l'Alaska; et (3) la chaîne Brooks (*Brooks Range*), séparant les basses terres intérieures de la région du versant nord de l'Alaska (*North slope*) (Figure 2). Ces chaînes de montagnes contribuent également à amoindrir l'apport d'humidité provenant du courant du Pacifique Nord (Elias et Brigham-Grette, 2013).

1.2.3 Écologie

La Bérिंगie a servi de refuge et de corridor de migration pour la flore et la faune arctique lors du Wisconsinien (Hopkins et al., 1982). Le passage induit par la régression marine du DMG (Clark et al., 2009) a en partie permis le transit de la mégafaune nord-américaine du Pléistocène et des premières populations humaines vers le continent américain (Brigham Grette et al., 2004). Cette migration fut facilitée par la présence d'une végétation herbacée assez riche et diversifiée pour soutenir l'alimentation des grands herbivores (e.g. Willerslev et al., 2014). Ce biome aujourd'hui disparu est communément nommé dans la littérature «toundra-steppe» (Yurtsev, 1982) ou «steppe à mammoths» (Gautrie, 1990), car il est caractérisé à la fois par la présence d'éléments de toundra et de steppe. Le réchauffement marqué des températures suite au DMG est marqué par l'extinction du biome et de la mégafaune nord-américaine (e.g. *Mammuthus primigenius* (mammouth laineux); Mann et al., 2015).

1.3 Les yedomas

Les conditions climatiques froides et xériques qui caractérisaient la Bérिंगie au Wisconsinien ont favorisé une sédimentation éolienne active ayant conduit à la formation d'une forme de pergélisol syngénétique nommé yedoma (Schirrmeister et al., 2013). Le développement de dépôts de pergélisol syngénétique est issu du gel synchrone des sédiments s'accumulant en surface. Par définition, le pergélisol syngénétique est approximativement du même âge que les sédiments dans lequel il se forme (French and Shur, 2010).

Ainsi, la nature des sédiments, la teneur volumétrique en glace, le type de cryostructures et la dimension des coins de glace sont directement contrôlés par le climat, le paysage et la géologie des basses terres arctiques (Schirrmeister et al., 2013). Les dépôts de yedoma mesurent entre 10 et 60 m d'épaisseur, avec une moyenne de 25 m (Dutta et al., 2006). Ils se sont essentiellement accumulés dans des zones vastes de faible relief, telles que les vallées de montagne et les terrasses de cryoplanation (Schirrmeister et al., 2013). Ailleurs, on retrouve plutôt un pergélisol dit épigénétique, c'est-à-dire que l'aggradation du pergélisol est postérieure au dépôt des sédiments (French and Shur, 2010).

En Béringie Ouest, la première description d'un dépôt de yedoma remonte à 1895 (von Toll), alors qu'en Béringie Est, la première étude recensée date de 1955 (Péwé). Initialement, les yedomas étaient nommés «complexes de glace», traduction du terme Russe «Ledovoy Komplex» en référence à leur très haute teneur en glace par rapport aux autres types de pergélisol. Les yedomas ont d'abord été interprétés comme des dépôts glaciaires, mais les caractéristiques syngénétiques de la glace qui les composent ont ensuite confirmé l'origine périglaciaire de ces dépôts. Le terme yedoma a quant à lui été utilisé pour désigner le paysage de colline qui leur est associé (Grosse et al., 2013). Désormais, l'emploi du mot yedoma désigne le dépôt lui-même. En Amérique du Nord, on retrouve différentes nomenclatures telles que «frozen loess» (lœss gelé), «ice-rich syngenetic permafrost» (dépôt de pergélisol syngénétique riche en glace) ou «muck» (en référence à la ruée vers l'or du Klondike au Yukon) (Schirrmeister et al., 2013).

Encore aujourd'hui il subsiste des incertitudes quant à leur mode de formation. De manière générale, l'origine éolienne des sédiments est généralement bien acceptée en Béringie Est. Les yedomas sont donc interprétés comme étant le résultat du gel syngénétique des dépôts de loess qui se sont accumulés dans les régions non englacées à l'échelle du globe lors du Pléistocène (Muhes et Bettis, 2003). Lors des épisodes où l'aridité était diminuée, des horizons caractérisés par d'autres modes d'accumulation ont pu se développer (Shirmer et al., 2013). En Béringie Ouest, le mode de formation des yedomas est plus controversé. On accorde plus d'importance aux processus d'accumulation secondaire tels les mouvements de pentes (e.g. Slagoda, 1993), les apports nivaux (e.g. Kunitsky et al., 2007), fluviaux-lacustres (e.g. Nagaoka, 1994) et deltaïques (e.g. Ivanov, 1972). La nature de l'accumulation est donc souvent décrite comme étant polygénétique (e.g. Strauss et al., 2012), mais on assume tout de même qu'elle provient essentiellement d'apports éoliens et, en importances variables, de différents processus tels ceux énumérés précédemment (Shirmer et al., 2012; Muhes and Bettis, 2003). La source du matériel éolien peut varier dans le temps et le lieu de déposition est essentiellement dépendant des courants de circulation atmosphérique régionaux (Muhes et Bettis, 2003).

Tableau 3. Caractéristiques comparatives des yedomas en Béringie Ouest et Est (modifié de Grosse et al., 2013).

	BÉRINGIE OUEST	BÉRINGIE EST
AUTRE TERMINOLOGIE	<i>Ice Complex</i>	<i>Muck</i>
DISTRIBUTION	Basses terres du nord-est de la Sibérie; piedmont et vallées du nord, du centre et de l'est de la Sibérie	Piedmonts et basses terres du nord de l'Alaska et du sud-ouest du Yukon; vallées non englacées de l'intérieur de l'Alaska et du Yukon
ÂGE DE FORMATION	71 à 11,7 ka (glaciation du Wisconsinien)	
SÉDIMENTS	Silt, glace, matière organique	
PROCESSUS DE FORMATION	Sédimentation de nature polygénétique et formation de pergélisol syngénétique	
PALÉOCLIMAT ASSOCIÉ	Plus froid que l'actuel ; fortement continental	
PALÉOÉCOLOGIE ASSOCIÉE	Biome toundra-steppe/Steppe à mammoth ; Mégafaune du Pléistocène ; Migrations des premières populations humaines en Amérique	

Les yedomas sont toujours associés à la formation de coins de glace syngénétiques, la présence de glace de ségrégation, ainsi qu'à la présence de paléosols enfouis, d'inclusions de tourbe et de sédiments remobilisés (Schirrmeister et al., 2013). Les coins de glace représentent une forme de glace de sol massive qui résulte du gel de l'eau dans des fentes de contraction thermique et peuvent contribuer à plus de 50% du volume des yedomas (Romanovskii, 1993; Meyer et al., 2002; Shur et al., 2004; Kanevskiy et al., 2011, Schirrmeister et al., 2013). L'importante présence de polygones à coins de glace s'explique par la présence d'un climat fortement continental et le fait que les zones d'accumulation se caractérisent par des gradients hydrologiques faibles (Schirrmeister et al., 2013;

Romanovskii et al., 1977). En incluant la glace de ségrégation se formant le long du front de gel, la teneur volumétrique en glace totale peut quant à elle s'élever entre 65 et 90% (Kanevskiy et al., 2011; Schirrmeister et al., 2011b). Les cryostructures en couches (de l'anglais *layered cryostructures*) et micro-lenticulaires sont des formes de ségrégation de glace associées à la formation de pergélisol syngénétique (French et Shur, 2010) qui sont couramment répertoriées dans ce type de dépôts (Kanevskiy et al., 2011; Schirrmeister et al., 2013). L'accumulation sédimentaire entre les coins de glaces (Figure 3) est essentiellement de nature minérale et est surtout composée de la classe granulométrique des silts (3,9 à 62,5 μm). Les sédiments peuvent également inclure une quantité relativement importante de restes de végétaux et d'animaux, leur conférant un contenu en carbone organique variant de 2 à 5%. Ceci équivaut à de 10 à 30 fois plus de carbone que la quantité généralement trouvée dans les sols minéraux non gelés (Strauss et al., 2013). Le contenu en carbone total des régions de yedomas est estimé entre 213 ± 41 (Strauss et al., 2013) et 456 ± 45 Pg C (Anthony et al., 2014). Avec la dégradation du pergélisol, le matériel organique accumulé dans les dépôts de yedomas est vulnérable à la décomposition et la production de CO_2 et de CH_4 (méthane) (Murton et al. 2015; Strauss et al. 2015; Strauss et al. 2013)

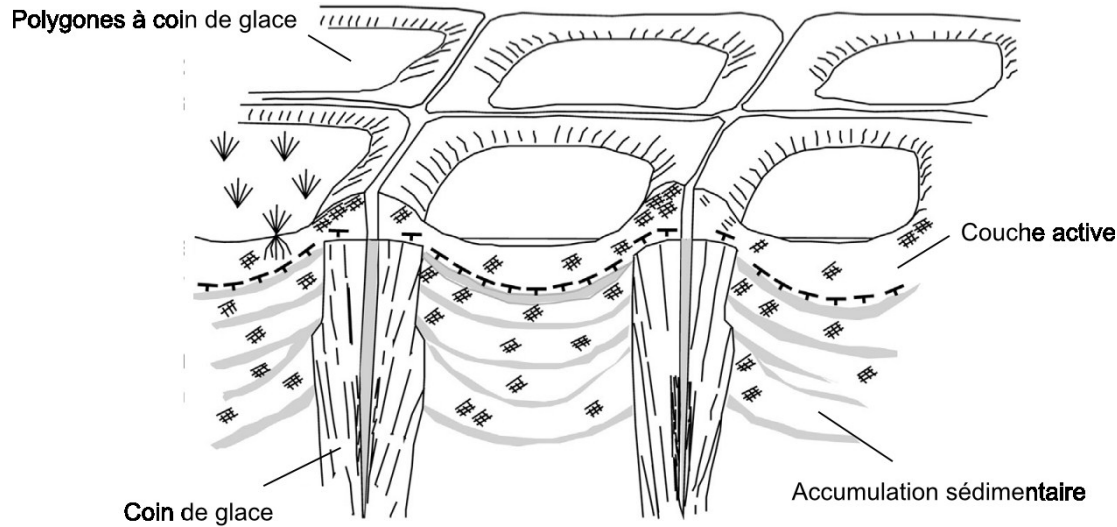


Figure 3. Coupe schématique transversale d'un réseau de polygone à coins de glace dans un environnement de toundra (modifié de Wetterich et al., 2014⁶).

L'accumulation de ce type de dépôt s'est interrompue avec le réchauffement du climat associé à la transition vers l'Holocène. L'inondation du pont de Béring a permis de rétablir la circulation thermohaline du Pacifique Nord, ce qui a contribué à diminuer la continentalité du climat (Schirrmeister et al., 2013; Schirrmeister et al., 2001; Sher et al., 2005; Grosse et al., 2007). En Béringie, la disparition du biome toundra steppe entraîne la fin de l'accumulation de ces dépôts (Schirrmeister et al., 2013). On observe cependant l'accumulation d'analogues dans des environnements de toundra moderne (Fortier et Allard, 2004; Fortier et al. 2006). Les discordances dans les séquences de yedoma causés par des processus de thermoérosion (e.g. thermokarst) après le DMG sont communes (Schirrmeister et al., 2013).

⁶ La figure tirée de Wetterich et al. (2014) (Fig. 1) comporte une erreur conceptuelle, car dans un régime de polygone à coins de glace déprimé, les coins de glace ne devraient pas être aussi affleurant à la surface.

1.4 Reconstitutions paléoécologiques de la Bérिंगie

1.4.1 Type de séquences sédimentaires employées

Les sédiments de lacs et de tourbières sont généralement utilisés pour les reconstitutions paléoenvironnementales de la Bérिंगie et des milieux terrestres en général. Ces sites peuvent permettre de réaliser des analyses à haute résolution temporelle, ce qui permet de recenser des incursions climatiques de quelques centaines ou milliers d'années (e.g. les épisodes du Dryas ancien et récent). Cependant, comme leur âge de formation n'excède souvent pas le Tardiglaciaire, beaucoup d'incertitude persiste concernant l'environnement associé au Wisconsinien.

Les séquences marines sont généralement employées pour les reconstitutions climatiques de la glaciation du Wisconsinien et du Pléistocène en général, mais ne représentent pas nécessairement adéquatement la dynamique écologique continentale. C'est à partir de ce type de séquence sédimentaire qu'ont été déterminées les courbes des stades isotopiques marins et les stades climatiques associés (Tableau 2). Hovan et al., (1989) rapporte que les séquences de loess représentent des archives terrestres équivalentes aux patrons de $\delta^{18}\text{O}$ des séquences marines utilisés pour les reconstitutions paléoclimatiques des cycles glaciaires, interstadias et interglaciaires.

Compte tenu de ce qui précède, l'analyse des sédiments et de la glace des yedoma peut permettre de combler une lacune dans la littérature en permettant de reconstituer le paléoenvironnement du Wisconsinien dans la Bérिंगie à partir de séquences terrestres.

L'accumulation syngénétique des yedomas a favorisé la préservation d'archives paléoenvironnementales, incluant des restes de la mégafaune du Pléistocène (e.g., Guthrie, 1990), des macrorestes végétaux (e.g. Wooller et al., 2011), du pollen (e.g. Andreev et al., 2002), de l'ADN (e.g. Willerslev et al., 2014; Shapiro et Cooper, 2003), des traceurs biochimiques (e.g. Shirrmeister et al., 2013) et de la glace relique (e.g., Kaplina and Lozhkin, 1984) pendant tout le Wisconsinien.

1.4.2 Évolution des approches méthodologiques

Les premiers efforts de recherche dans la Béringie, dans les années 1960, étaient concentrés sur la documentation des épisodes de transgressions et régressions marines, des avancées glaciaires ainsi que sur la biostratigraphie (e.g. communautés végétales) (e.g. Hopkins, 1967). À ce moment, les aires de répartition de la végétation moderne étaient encore mal connues, ce qui rendait difficile l'interprétation de l'histoire de la végétation à partir du pollen. La palynologie est une branche de la micropaléontologie qui s'intéresse à l'étude morphologique des grains de pollen afin d'identifier la plante source et de reconstituer les assemblages de végétation (Faegri et Iverson, 1989).

Avec une meilleure connaissance de l'histoire de la végétation à partir des années 1980, on observe un changement dans les questions de recherche, qui s'intéressent davantage au paradoxe du biome tundra-steppe (ou steppe à mammoths). Ce paradoxe de la productivité repose sur le constat qu'il est peu probable que la végétation éparses et peu diversifiée reconstituée par l'enregistrement pollinique puisse soutenir la diète des

herbivores de la mégafaune (Anderson et Lozhkin, 2001). Il est aujourd'hui admis que l'information tirée de l'analyse des grains de pollen provenant de la Bérिंगie est biaisée par la présence de grands producteurs telle que les graminées (e.g. Poaceae, Cyperaceae et *Artemisia*) qui tendent à diminuer le signal d'abondance d'autres taxons (e.g. Willerslev et al., 2014; Wooller et al., 2011). Aussi, la diversité réelle est souvent sous-estimée par le fait que les pollens de plantes herbacées sont rarement identifiés à l'espèce. Ces problèmes peuvent être en partie amoindris par des analyses macrofossiles (e.g. Wooller et al., 2011) ou d'ADN (Willerslev et al., 2014) complémentaires. Ces méthodes possèdent tout de même leurs propres limitations et contraintes, les principales étant qu'elles ne représentent qu'un échantillon de la végétation sur une très petite superficie (macrofossiles) et qu'elles ne permettent pas de faire des estimations quantitatives de l'abondance relative des différents taxons (ADN).

Aujourd'hui, la recherche dans la Bérिंगie se concentre davantage sur la compréhension des mécanismes et processus responsables des changements écologiques induits par les changements climatiques. Les études actuelles combinent de plus en plus les reconstitutions paléoécologiques et la modélisation afin de mettre en évidence les réponses locales des régions nordiques au forçage climatique à l'échelle globale. Il est donc aujourd'hui admis que les changements écologiques de la Bérिंगie lors du Wisconsinien sont beaucoup plus complexes que l'on croyait dans les années 1980 (Anderson et al., 2004).

Malgré les connaissances de plus en plus complètes sur la végétation du territoire de la Béringie, et sur les liens entre le pollen, la végétation et le climat (e.g. Ager, 2003; Andreev et al., 2002), les reconstitutions paléoclimatiques restent principalement basées sur les restes d'insectes (e.g. Kurek et al., 2009). L'usage de fonctions de transfert est particulièrement intéressant, car elles permettent d'employer une démarche d'interprétation basée sur des analogies mesurées quantitativement (Anderson et al., 2004). Les changements dans les axes de recherche sur la Béringie sont donc étroitement liés à la compilation de bases de données de plus en plus riches et aux avancements dans les techniques de recherche.

1.4.3 État des connaissances

Grâce à l'enrichissement des connaissances sur la Béringie au cours des dernières années, il est désormais évident que le biome ne se traduisait pas par des assemblages écologiques homogènes ayant migré latitudinalement en fonction du climat. Le territoire était plutôt composé d'assemblages de végétation très hétérogènes variant en fonction de conditions climatiques et édaphiques régionales différentes. Il est généralement admis que les gradients latitudinaux étaient plus importants que les gradients longitudinaux à l'échelle de la Béringie lors du Wisconsinien. Aussi, la durée et l'amplitude des variations du climat de l'Alaska et du Yukon semblent avoir été beaucoup plus hétérogènes qu'en Sibérie (Anderson et Lozhkin, 2001).

Au début de la glaciation du Wisconsinien (71-57 ka BP), la végétation recensée est de type tundra-steppe (ou steppe à mammoth). La végétation est donc caractérisée par une

dominance de Poaceae, Cyperaceae et *Artemisia*, avec en moindre proportion d'autres herbacées non graminoides. Cet épisode est mal recensé dans la littérature en raison de l'âge des sites et du manque de contrôle chronologique au-delà du DMG. Le climat associé à l'avancée glaciaire du début du Wisconsinien est interprété comme plus froid et sec que l'actuel (Froesse et al., 2009).

Durant l'interstade du Wisconsinien Moyen (57-29 ka BP), une insolation d'été plus importante a engendré une réduction de l'extension des glaciers et l'augmentation des niveaux marins. Ces derniers ont pu remonter à un niveau d'environ 80-60 m plus bas que l'actuel. Un transport plus effectif des masses d'air chaud et humide issues du rétablissement du courant du Pacifique Nord a conduit à une diminution de la continentalité du climat (Bender, 2013). La présence de conditions climatiques ayant favorisé des conditions édaphiques plus semblables à l'actuel en Béringie Ouest a permis l'expansion des forêts de *Larix* à la limite de leur distribution actuelle. En Béringie Est, des colonies de *Picea* se sont étendues dans l'intérieur du Yukon (Anderson et Lozhkin, 2001). Zazula et al. (2002) décrivent l'environnement associé à l'interstade comme une toundra hétérogène dominée par des steppes ouvertes et des prairies riveraines colonisées par des Cyperaceae et des bryophytes. Il est généralement admis que l'environnement de la Béringie Est était plus hétérogène que celui de la Béringie Ouest durant l'interstade du Wisconsinien Moyen, où le climat reconstitué était plus comparable celui de l'Holocène et plus stable par rapport au DMG (Anderson et Lozhkin, 2001).

Au Wisconsinien tardif (29-11,7 ka BP), le climat est froid et fortement continental. La végétation est de nouveau caractérisée par une dominance d'espèces herbacées caractéristiques du biome toundra-steppe (ou steppe à mammoth). Les niveaux marins chutent drastiquement autour de 30 Ka BP (dernière avancée glaciaire du Wisconsinien) ce qui engendre une augmentation de la continentalité et un retour des processus de sédimentation éolienne très actifs (Lambeck et al., 2014). Les niveaux marins atteignent leurs plus bas niveaux autour de 21 Ka. Les conditions environnementales associées au DGM n'ont pas d'analogues modernes.

Avec le retrait des glaces suite au DMG (Tardiglaciaire), les températures et l'apport d'humidité augmentent à travers la Béringie. Contrairement à l'environnement de la Béringie Ouest qui est resté assez stable à partir du Wisconsinien moyen, la succession végétale en Béringie Est est divisée en trois phases; une première toujours caractérisée par une dominance d'herbacées; une seconde où les *Betula* prennent de l'importance dans le paysage; et une dernière associée à l'expansion de *Picea* et de *Alnus* (Livingston, 1955). Le paysage actuel est plus ou moins atteint au passage à l'Holocène. La durée et le temps de succession de ces trois phases ne sont pas synchrones à l'échelle de la Béringie (Abott et al., 2010; Anderson et al., 1988; Anderson et al., 1988b; Anderson et al., 1985; Edwards et Anderson, 1985). Il est généralement accepté que l'ouest de l'Alaska, adjacent au pont de Béring, se soit réchauffé avant l'est après le DMG (Kurek et al., 2009).

Chapitre 2. Objectifs, site d'étude et données

2.1 Objectifs de la recherche

Il subsiste beaucoup d'incertitudes concernant la dynamique spatiale et temporelle du biome toundra-steppe en Béringie Est lors du Wisconsinien. Comme la période d'accumulation active des yedomas coïncide avec la glaciation du Wisconsinien (71-11,7 ka), les dépôts de yedoma permettent d'étudier la dynamique climatique et écologique du biome aujourd'hui disparu et de manière plus générale, la réponse des environnements de hautes latitudes aux changements climatiques.

Dans l'optique de mieux caractériser le paléoenvironnement de la Béringie Est dans le nord de l'Alaska, où un nombre limité d'études remontant au-delà du DMG est recensé, les objectifs de ce projet de recherche sont les suivants :

1. Reconstituer les changements d'assemblages de la végétation au cours de la glaciation du Wisconsinien dans le nord de l'Alaska à l'aide de l'analyse pollinique.
2. Reconstituer les températures, le contraste de température saisonnier et l'ensoleillement de juillet de cette période en utilisant la technique des analogues modernes (MAT) (basée sur les résultats de l'analyse pollinique).

3. Établir la relation entre le signal biogéochimique (carbone [^{18}O , $\delta^2\text{H}$ et l'excès de deutérium) et glaciologique (volume de glace et cryostratigraphie), avec le paléoclimat reconstitué (Objectif 2) ainsi que les données de reconstitutions régionales disponibles.

2.2 Site d'étude

2.2.1 Vue d'ensemble

Le site d'étude est localisé dans le nord de l'Alaska (États-Unis), à la frontière des écozones de la plaine côtière arctique (de l'anglais *Arctic Coastal Plain*) et des piedmonts arctiques (de l'anglais *Arctic Foothills*) (Figure 4). Le site est inclus dans la zone de pergélisol continu. L'épaisseur du pergélisol dans cette partie du nord de l'Alaska varie entre 200 et 300 m la moyenne annuelle des températures du pergélisol pour la profondeur d'amplitude annuelle zéro varie de -5 to -7 °C (Jorgenson et al. 2008). Le Yedoma de la rivière Itkillik (69°34' N, 150°52' W) fait partie de la ceinture de silt du nord de l'Alaska (de l'anglais *silt belt of Northern Alaska*; Carter, 1988) qui est aujourd'hui en partie érodée en raison des mouvements de masse du versant nord de la chaîne Brooks. À l'origine, la dimension de la ceinture est grossièrement associée à l'écozone des piedmonts arctiques (Carter, 1988).

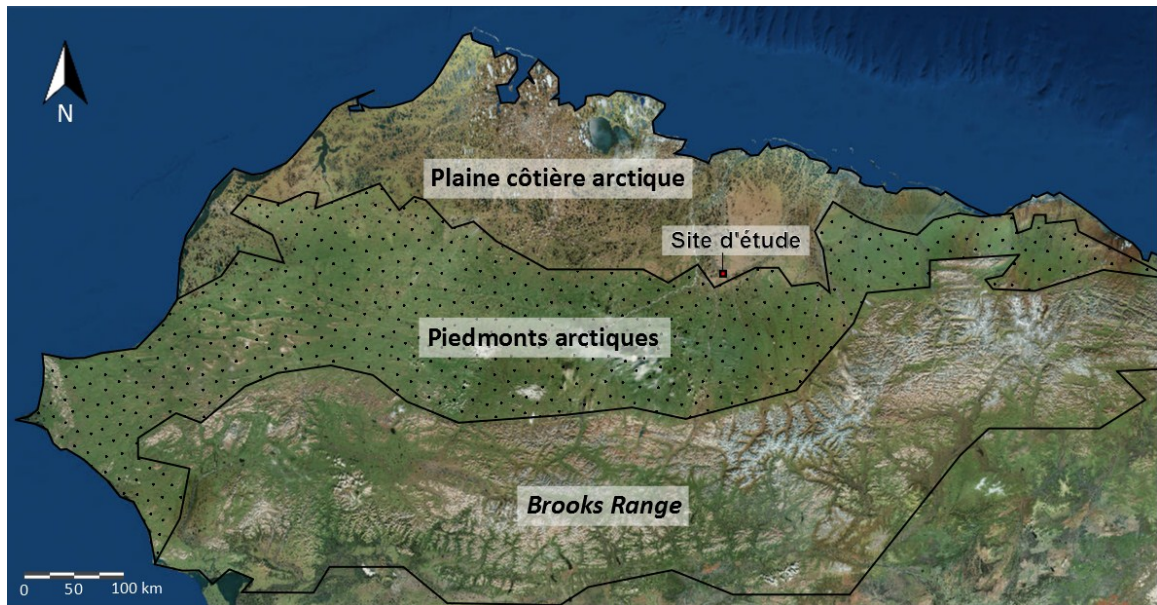


Figure 4. Position du site d'étude à la limite entre les écozones de la plaine côtière de l'arctique et des piedmonts arctiques (modifié de © Google Imagerie 2016 © NASA, TerraMetrics 2016).

Localement, le site d'étude se situe sur un tronçon de rive de la rivière Itkillik (Figure 5a). La face exposée du yedoma s'élève de 30 à 35 m au-dessus du niveau d'eau de la rivière et mesure plus de 680 m de long (Kanevskiy et al., 2016). La paroi a été exposée par des processus d'érosion fluviale et de thermoérosion causé par le méandrage de la rivière Itkillik (Kanevskiy et al., 2011) (Figure 5b). La falaise de thermoérosion révèle une section non perturbée de pergélisol syngénétique associée à l'interstade du Wisconsinien moyen et à l'avancée glaciaire du Wisconsinien tardif (Kanevskiy et al., 2011).

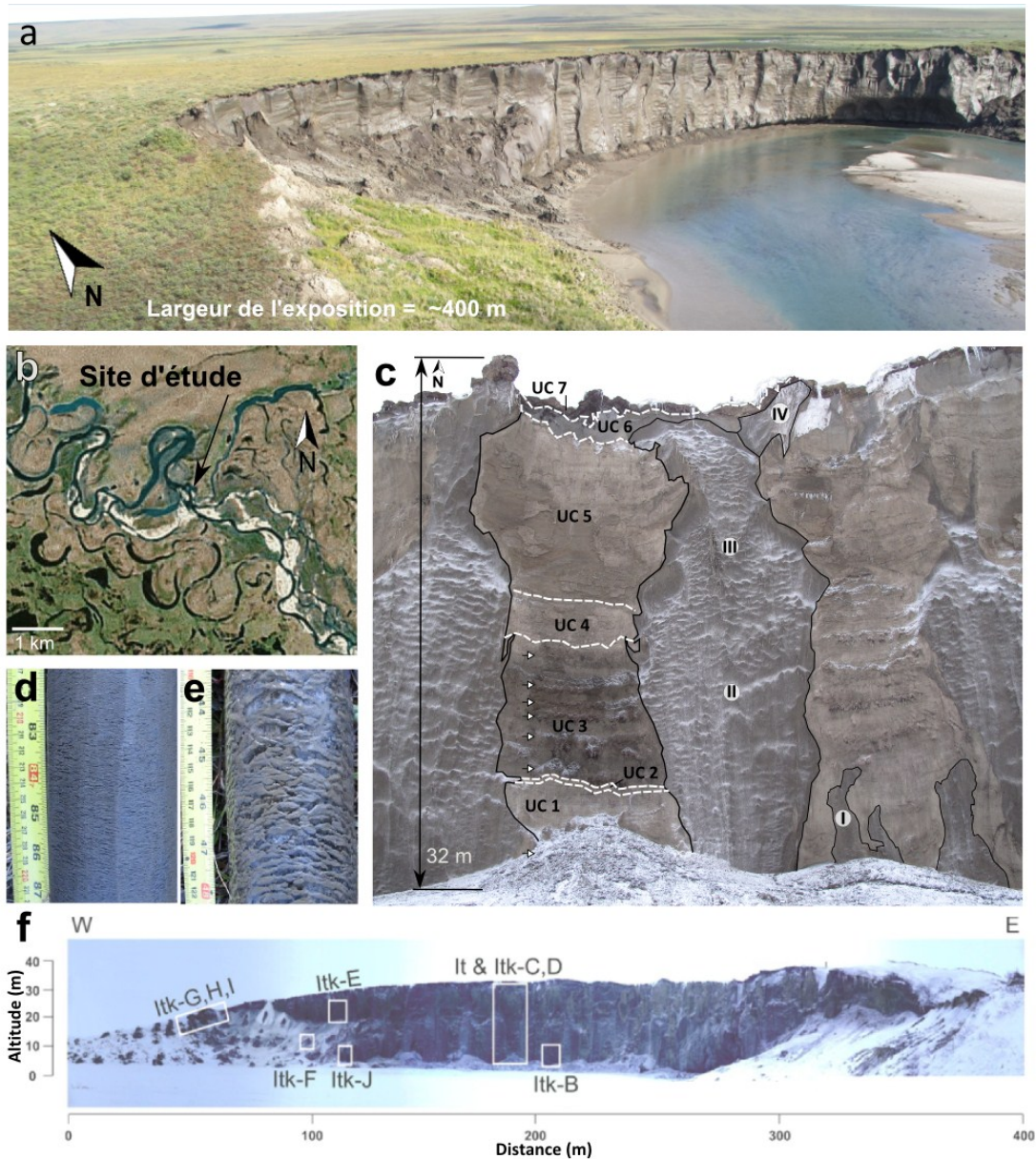


Figure 5. Site d'étude. a) Face exposée du Yedoma de la rivière Itkillik (Photo de Mikhail Kanevskiy, Été 2007); b) localisation du site d'étude le long d'un ancien méandre de la rivière Itkillik (modifié de © Google Imagerie 2016 © NASA, TerraMetrics 2016); c) Colonne de sédiment montrant les horizons de tourbe fossile (zone ombragée UC 5), les unités cryostratigraphiques (UC 1-7) et les trois stades de développements de coins de glace (chiffre romain I-IV) (Kanevskiy et al., 2011) (Photo de Jens Strauss, printemps 2012); d) Cryostructure suspendue, indiquant les positions de la couche intermédiaire (Kanevskiy et al., 2011); e) Micro-lenticulaire typique de l'aggradation syngénétique du pergélisol (Kanevskiy et al., 2011); f) Position du profil d'échantillonnage principal (IT et itk-C-D) et des profils secondaires (Itk-G,H,I; Itk-E; itk-F; itk-itk-J; itk-B) (Strauss et al. 2012).

La face exposée du Yedoma présente sept niveaux de stratification d'origine cryogénique (Kanievkiy et al., 2011) (Tableau 4), majoritairement dominés par des cryostructures micro-lenticulaires (Figure 5d). La présence de cryostructures suspendues indique les (paléo) positions du plafond du pergélisol lors d'épisodes où l'accumulation du dépôt de yedoma était ralentie (Kanevskiy et al., 2011) (Figure 5e). Les unités cryogéniques retrouvées au site sont décrites en détails dans Kanevskiy et al. (2011). Elles correspondent à différents assemblages de cryostructures et de contenus en glace, variant en fonction de la profondeur. Les cryostructures rythmiquement organisées sont typiques de l'aggradation de pergélisol syngénétique (French and Shur, 2010).

On observe aussi la présence de quatre stades d'aggradation de coins de glace qui sont issus de trois générations distinctes⁷; la première correspond à de petits coins de glace syngénétique enfouis au niveau de la rivière; la seconde à des coins de glace syngénétique larges de ~6 m (entre 30 et 23 m) et de ~3 m (entre 30 et 13 m); la troisième, à des coins de glace épigénétique de 2 m de largeur en surface (Figure 5 c).

⁷ Dans Kanevkiy et al. (2011), on présente les quatre stades d'aggradation comme étant des générations distinctes. Il s'agit vraisemblablement d'une erreur de traduction, car les générations 2 et 3 de Kanevskiy et al. (2011) correspondent en fait à 2 stades d'aggradation différents d'une même génération de coins de glace.

Tableau 4. Description des unités cryostratigraphiques du Yedoma de la rivière Itkillik (modifié de Kanevskiy et al., 2011).

UNITÉ CRYOSTRATIGRAPHIQUE ⁸	CRYOSTRUCTURES ASSOCIÉES	COINS DE GLACES		
		Origine	Génération	Stade
1 LA COUCHE ACTIVE	Réticulées avec veine verticale proéminente	Épigénétique	3	4
2 LA COUCHE INTERMÉDIAIRE	Suspendues			
3 LE YEDOMA AVEC LES COINS DE GLACES ÉTROITS	Suspendues, micro-tressées, micro-lenticulaires latentes et micro-porphyrétiques	Syngénétique (3 m de large)	2	3
4 LE YEDOMA AVEC LES COINS DE GLACE LARGES	Micro-porphyrétiques, micro-tressées, micro-lenticulaires avec <i>ice-belt</i> et micro-lenticulaires latentes			
5 LES ÉTAGES DE TOURBE FOSSILE	Tourbes fossiles			2
6 LA PALÉO-COUCHE INTERMÉDIAIRE	Suspendues			
7 LE SILT AVEC LES COINS DE GLACE ENFOUIS	Suspendus, micro-tressées, micro-lenticulaires avec des <i>ice belt</i> , micro-lenticulaires latents et micro-porphyrétiques	Syngénétique	1	1

La paroi est composée de sédiments silteux et de matériel organique épars (e.g. racines de graminoides et bois). En 2012, six horizons significatifs de tourbe ont été identifiés entre 26 et 16 m (Figure 5c). Les processus d'érosion actifs au site font en sorte que la face exposée du yedoma se modifie d'année en année.

⁸ Les unités cryostratigraphiques sont présentées en ordre croissant de profondeur. L'épaisseur de chaque unité est variable le long de la paroi exposée du Yedoma de la Rivière Itkillik.

Le Yedoma de la rivière Itkillik constitue l'un des rares sites de yedoma intensément étudiés en Béringie Est (Kanevskiy et al., 2011; Kanevskiy et al., 2016; Srauss et al., 2012). D'autres expositions de la même plaine de yedoma ont été étudiées à la fin des années 1980 par Carter (1988). Ce dernier fut le premier à supposer que ce type de dépôt pourrait être répandu dans la région (*silt belt of northern Alaska*).

2.2.2 Climat

Les données recueillies à la station météorologique de Anaktuvuk River (DUS2) (altitude: 81 m; 69°27'51" N 151°10'07" W) entre mai 2009 et août 2013 indiquent que le climat moderne de la région est caractérisé par des hivers froids, avec des températures moyennes en janvier de -29.1°C et des été courts, avec des températures moyennes en juillet de 13.0°C (moyenne annuelle de -10.2°C). Les précipitations annuelles entre 2009 et 2013 ont varié entre 86.5 et 145.2mm (112 mm en moyenne), dont 82 à 107 mm sous forme de neige (Kane et al., 2014). La station se trouve à environ 30 km au nord-ouest du site d'étude.

2.2.3 Sol et végétation

La surface du terrain est caractérisée par une topographie légèrement vallonnée (Figure 6a). Le sol, mal drainé, est composé d'une mince couche organique en surface du sol minéral (silt) (Figure 6b). La couche active mesurée en 2007 était en moyenne de 62 cm (Kanevskiy et al., 2011). Le site se situe dans un environnement de toundra comprenant un vaste réseau de polygones à coins de glace, avec des dépressions thermokarstiques dominées par la présence de Cyperaceae telles que *Eriophorum vaginatum* et *Carex*

Bigelowii (Figure 7 c-d). Quelques bryophytes des genres *Sphagnum*, *Polytricum* et *Hylocomium* sont aussi présentes. Les arbustes et arbres sont très peu représentés, avec quelques *Betula*, *Salix*, *Andromeda*, *Ledum*, *Vaccinium* et *Empetrum* épars à l'échelle régionale (Boggs et al., 2012).

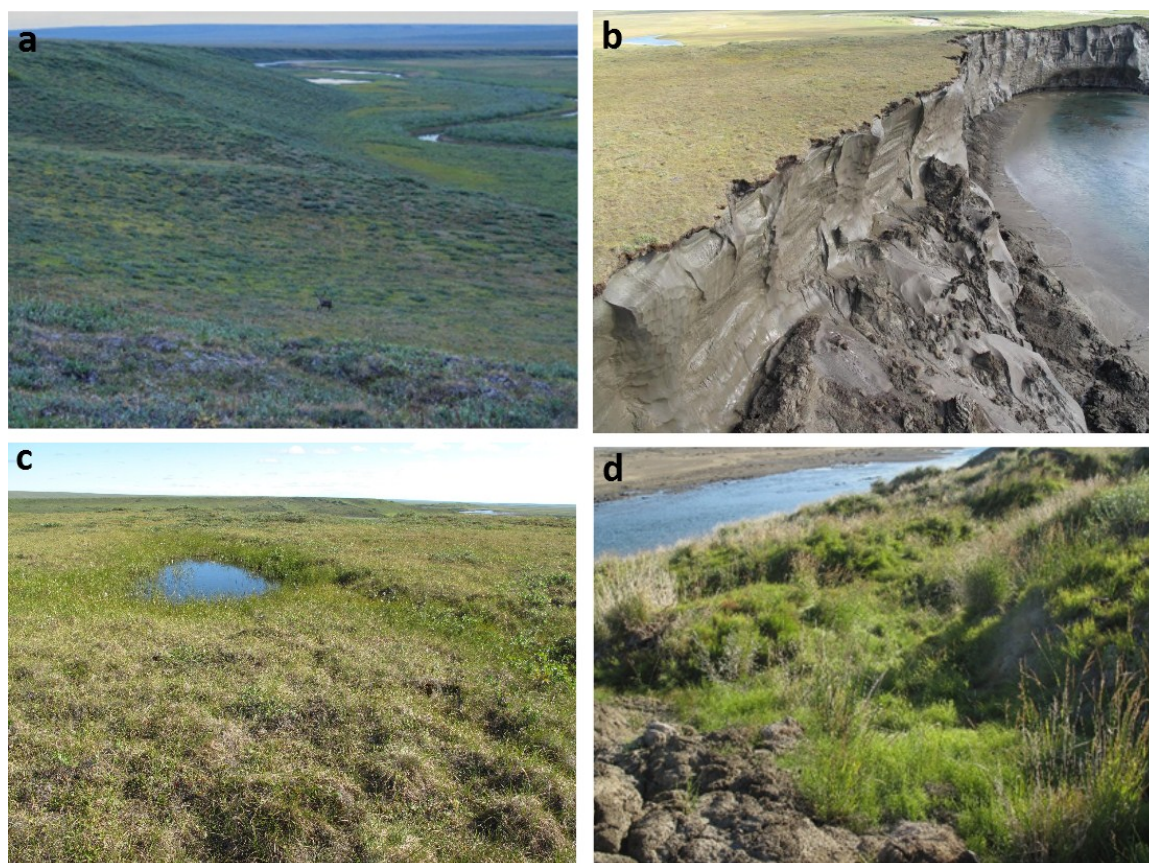


Figure 6. Écologie actuelle du site d'étude. a) Rivière à méandre incisé dans le paysage vallonné du Yedoma de la rivière Itkillik; b) Couche organique à la surface du yedoma; c) Végétation à la surface du yedoma avec la présence de mare de polygone; d) Végétation sur une pente stabilisée incisée par la rivière Itkillik (Photos de Mikhail Kanevskiy, Été 2007).

Plusieurs éléments géomorphologiques, cryostratigraphiques, sédimentologiques, biogéochimiques et biologiques sont influencés par le climat. Les données utilisées pour caractériser et mettre en relation ces différents facteurs proviennent de sources diverses.

Deux campagnes de terrain ont été réalisées au site, une à l'été 2007⁹ (Kanievskiy et al., 2011) et l'autre au printemps 2012 (Strauss et al., 2012), au cours desquelles des données de base ont été recueillies pour des projets distincts réalisés par certains des coauteurs de l'article présenté au chapitre 3.

La première campagne de terrain au site a été réalisée à l'été 2007 et a mené à la publication de plusieurs articles portant sur les caractéristiques du pergélisol et proposant un modèle de développement du pergélisol (Kanevskiy et al. 2016 ; Kanievskiy et al., 2011). La seconde campagne (printemps 2012) a permis d'accumuler des échantillons afin de mener des analyses géochronologiques, paléoécologiques et biogéochimiques complémentaires dans l'optique de comparer et corrélérer les différents résultats à d'autres séquences similaires localisées en Bérिंगie Est et Ouest. Les détails de cette campagne d'échantillonnage sont fournis dans Strauss et al., (2012). La majorité des données exploitées dans le présent mémoire proviennent de cet échantillonnage. Seules les données utilisées dans le cadre du présent projet seront décrites.

2.3.1 Échantillonnage de la paroi exposée

Une colonne de sédiments entre deux coins de glaces de la section centrale de la falaise a été sélectionnée comme zone d'échantillonnage principale (Figure 5c). Entre 9,7 et 20,5 m, la concavité prononcée de la paroi a rendu impossible l'échantillonnage (réalisé en

⁹ Considérant que la paroi s'érode de plus de 20 m par année (Communication personnelle avec Mikhail Kanevskiy), les données de contenu en carbone de Kanevskiy et al., (2011) (échantillonnés en 2007) sont représentées avec des marqueurs différents dans la figure 12 (Chapitre 3) afin de laisser la discrétion au lecteur de les considérer ou non.

rappel). Conséquemment, des échantillons ont été prélevés à partir d'autres colonnes de sédiments sur la paroi afin de combler les zones non accessibles de la colonne de sédiments principale (Figure 5f). La profondeur des sous-échantillons sélectionnés dans d'autres sous-profils a été calibrée à l'aide d'un tachéomètre (Strauss et al., 2012). Les détails concernant l'échantillonnage des profils secondaires sont disponibles dans Strauss et al. (2012).

Lors de l'échantillonnage, la surface de la paroi a d'abord été nettoyée avec un marteau et une hache ou un pic à glace. Puis une perceuse électrique à carotter (4,7 cm de diamètre et 2-3 cm de profondeur) fut utilisée pour extraire les échantillons. Le carottier a été nettoyé entre chaque utilisation. Les échantillons ont été conservés gelés sur le terrain puis transportés en laboratoire. Chaque échantillon a été sous échantillonné pour permettre des analyses géochronologiques, palynologiques, biogéochimiques et glaciologiques conjointes.

2.3.2 Datation

Onze dates utilisées dans ce mémoire proviennent de Kanevskiy et al., (2011) et neuf autres ont été ajoutées afin de construire un modèle âge-profondeur valide. Ces dates supplémentaires proviennent de la campagne d'échantillonnage de 2012. Le modèle fut construit à l'aide du Package Bacon dans R (Blaauw et Christen, 2011). Généralement, la séquence montre une augmentation de l'âge en fonction de la profondeur (Tableau 5). Les deux dates correspondant à des inversions (3,0 et 11,0 m) ont été conservées dans le modèle. Six dates au radiocarbone infinies (23,8; 25,9; 27,5; 30,9; 31,8 m) ont été exclues.

Les quatorze âges retenus ont été calibrés avec IntCal13 (pour le matériel terrestre de l'hémisphère nord) (Reimer et al., 2013) et utilisés pour l'interprétation paléoécologique présentée au chapitre 3.

2.3.3 Analyse palynologique

La palynologie est un outil intéressant pour reconstituer l'histoire de la végétation, car le pollen est composé de sporopollénine. Il s'agit d'un polymère lipidique très résistant à la dégradation lorsqu'il est préservé dans des conditions anoxiques ou froides. L'accumulation de pergélisol lors de la formation des dépôts de yedoma a donc pu limiter l'oxydation de la matière organique et préserver des restes biogéniques du biome tundra steppe (Murton et al. 2015). Chaque année, des grains de pollen et des spores produits par la végétation locale, régionale et extrarégionale sont enfouis et préservés dans les sédiments en formation (Richard et Grondin, 2009).

Le contenu palynologique de 26 échantillons a pu être extrait des sédiments à l'aide d'une technique de séparation par densité (Berglund, 1987). Au total, 19 échantillons sont issus de la zone d'échantillonnage et 7 autres proviennent d'ailleurs sur le profil. Cette technique d'extraction des grains de pollen au polytungstate de sodium (SPT) a permis d'obtenir une meilleure visibilité des grains comparativement à la méthode standard à l'acide fluorhydrique (HF) qui est souvent employée pour détruire la matière siliceuse contenue dans les sédiments minéraux (Faegri et Iverson, 1989). La technique de séparation des grains par densité est utilisée afin de limiter la corrosion et accroître la visibilité lorsque l'on réalise des analyses à partir de sédiments minéraux. Ce traitement implique une

digestion acide des carbonates (acide hydrochloridrique (HCL)), une défloculation de la matière organique (hydroxyde de potassium (KOH)), un tamisage (15-250 μm), une séparation par différence de densité (polytungstate de sodium (SPT)) et une acétolyse (Annexe I). Une quantité connue de suspension de contaminants (pollens d'*Eucalyptus globulus*; Greer, lot : 26545) a été ajoutée à chaque échantillon afin de calculer les concentrations polliniques. Les sédiments traités ont ensuite été montés dans de la glycérine sur des lames et analysés au microscope (Leitz wetzlar, D-69301) à un grossissement de 400x. Lorsque possible, 300 grains ont été comptés. Lorsque la concentration pollinique était très basse (sous 1 500 grains/cc), au moins 150 grains ont été comptabilisés. Les résultats sont présentés sous forme de diagramme pollinique (Logiciel C2; Juggins, 2007). La délimitation des zones polliniques a été réalisée à l'aide de CONISS (Grimm, 1987).

2.3.3 Reconstitution du climat

La reconstitution de paramètres climatiques a été réalisée avec la technique des analogues modernes (MAT, de l'anglais *Modern Analogue Technique*). Grâce aux connaissances concernant l'écologie actuelles des espèces, il est possible de faire des analogies entre les conditions climatiques ayant permis la production de certains assemblages polliniques dans le passé (Jackson et al., 2004). Les valeurs des variables reconstituées sont déterminées à partir d'une fonction de transfert utilisant la technique des analogues moderne et une base de données de référence incluant 4833 assemblages de pollen issus de différents sites modernes (eg. lacs, tapis de mousse, forêts, etc.) provenant des régions boréale, subarctique et arctique dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord (Whitmore et

al., 2005; Fréchette et al., 2008). Les spores et autres palynomorphes ne sont pas considérés. La base de données inclut 57 plantes vasculaires communes regroupées par famille. Considérant qu'à ce niveau taxonomique les plantes graminoides peuvent être associées à un large seuil de tolérance écologique qui ne représente pas nécessairement le contexte climatique retrouvé en Béringie (Zazula et al., 2006; Cwynar et al., 1982), une restriction géographique au nord du 50° parallèle et à l'ouest du 50° méridien a été imposée à la fonction de transfert afin que les sites localisés dans les prairies canadiennes (au sud) et au Groenland (à l'est) ne puissent pas être considérés comme analogues potentiels (discuté au Chapitre 4, section 4.2). Le nombre de sites potentiels pour la reconstitution réalisée au site du Yedoma de la rivière Ikillik a donc été réduit à 981.

La technique des analogues modernes permet de calculer la similarité entre les assemblages de pollen fossile et moderne par la mesure de distance de corde carrée (SCD, de l'anglais *Squared Chord Distance*) (Birks, 1977; Prentice, 1980; Overpeck et al., 1985). La valeur de SCD varie entre zéro et deux, avec les valeurs les plus hautes indiquant une plus grande dissimilarité. Dans le présent projet, le seuil d'acceptabilité de SCD pour un analogue est 0.21, tel que ciblé pour le biome arctique dans Sawada et al. (2004) (Gavin et al., 2003). Les cinq analogues modernes les plus semblables sont retenus (Simpson, 2007; Fréchette et al., 2008). La précision de la reconstruction peut être évaluée à partir de la pente et du coefficient de corrélation (R^2), ainsi que de la différence entre les valeurs inférées et observées qui correspond à l'erreur quadratique moyenne (RMSE, Root-Square Mean Error) (e.g. Sawada et al., 2004). Afin de faire des comparaisons avec les données paléoclimatiques régionales disponibles, nous avons décidé de présenter les valeurs de

températures de juillet reconstituées ($R^2 = 0,84$; RMSE = 1,35 ° C). L'essentiel des reconstitutions climatiques dans le nord de l'Alaska sont basées sur la reconstruction de température de juillet à partir de Chironomidae (Elias et al., 2001; Kurek et al 2009). Dans cette région, les températures moyennes de juillet expliquent 48% de la variance observée dans la composition des assemblages (Kurek, 2009). Dans un souci de conformité, l'utilisation des valeurs de juillet a été conservée pour la reconstruction du contraste saisonnier (juillet-janvier, $R^2 = 0,82$; RSME = 3,07 ° C) et de l'ensoleillement ($R^2 = 0.85$; RSME = 2.97°C) L'ensoleillement est exprimé en pourcentage (%) du nombre d'heures d'ensoleillement entre le lever et le coucher du soleil.

2.3.4 Biogéochimie

Le carbone est le composant essentiel des composés organiques. La détermination du carbone organique total (TOC; de l'anglais *total organic carbon*), nous permet d'évaluer la quantité de matière organique présente dans des échantillons de sols et de sédiments. La matière organique amplifie grandement la capacité d'échange cationique du sol et retient les nutriments assimilables par les plantes. Afin de déterminer le contenu en carbone total (TC; de l'anglais *total carbon*), 45 échantillons de sédiments ont été lyophilisés (sublimator 3-4-5, Zirbus Technology) et homogénéisés à l'aide d'un broyeur (Pulverisette 5 planetary mill, Fritsch). Le contenu en TC des sédiments fut ensuite mesuré par un analyseur de carbone (Vario EL III, Elementar). Deux sous-échantillons de 5 mg ont été encapsulés dans des capsules de zinc. Pour assurer une oxydation complète lors des mesures de contenu en carbone, ~10 mg de tungsten-(VI)-oxide a été ajouté. Le signal de fond a été détecté en mesurant une capsule vide au début et en calibrant à chaque 20

échantillons. La précision des mesures en pourcentage du poids est de $\pm 0.1\%$. La mesure du contenu en TOC fut ensuite analysée à l'aide d'un analyseur TOC (Vario Max C, Elementar). 45 échantillons extraits du coin de glace adjacent à la colonne de sédiment principale échantillonnée ont été analysés pour rendre compte des variations dans le signal isotopique de la glace.

Le $\delta^{18}\text{O}$ est une mesure de la quantité d'oxygène-18 par rapport à la quantité d'oxygène-16. Le fractionnement isotopique entre l'oxygène-16 et l'oxygène-18 est fonction de la température et peut donc servir d'indicateur climatique (Dansgaard et al. 1969). La méthode de mesure de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ est basée sur la détection d'atomes par spectrométrie de masse (Hoefs, 2008). En laboratoire, un spectromètre de masse Finnigan MAT Delta-S est combiné à deux unités d'équilibrage (MS Analysetechnik, Berlin). Avant de mesurer une séquence, la référence standard de laboratoire NGT1 (neige de la Traverse du nord du Groenland) a été mesurée pour servir de matériel de référence. Les normes de contrôle de composition isotopique ont été utilisées pour chaque unité d'équilibrage afin d'assurer le contrôle de la qualité des analyses. La technique d'équilibration basée sur les travaux de Horita et al. (1989) permet de réaliser des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^2\text{H}$ à partir d'un même échantillon (Meyer et al., 2000). L'erreur sur la mesure des écarts-types était généralement plus basse que 0,1 ‰ pour l' $\delta^{18}\text{O}$ et 0.8 ‰ pour le $\delta^2\text{H}$. Les valeurs détectées de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^2\text{H}$ ont été recalculées par rapport à la norme VSMOW (Eau océanique moyenne normalisée de Vienne, de l'anglais *Vienna Standard Mean Ocean Water*) avec le logiciel ISODAT[®]. Le deutérium est un isotope naturel de l'hydrogène. Les valeurs de fractionnement peuvent donner des indications sur l'humidité de surface relative lors des

épisodes d'évaporation qui sont fortement affectés par les variations dans la circulation atmosphérique Pfahl and Sodemann, 2014). L'excès de deutérium (de l'anglais *deuterium excess* (ou d-excess)) a été défini par l'équation de Dansgaard, (1964) :

$$d - \text{excess} (\text{‰}) \equiv \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$$

2.3.5 Contenu en glace

La teneur en glace donne au moment du passage de la couche active l'état de fond de la couche à cette période et fournit donc une indication sur l'humidité disponible aux plantes. La végétation qui pousse à la surface absorbe l'énergie solaire, protège le pergélisol contre la dégradation thermique, alors que ce dernier permet de conserver de l'eau liquide près de la surface et disponible pour les plantes (National Snow and Ice Data Center, 2016). Pour définir le contenu volumétrique en glace des sédiments, 45 échantillons gelés ont été pesés sur le terrain avec une balance (Kern FCB 8K0.1). Après avoir été lyophilisés en laboratoire, les échantillons ont été pesés de nouveau et le contenu en glace a été calculé en fonction de la formule suivante :

Contenu en glace(wt%)

$$= \frac{\text{poids de l'échantillon humide (g)} - \text{poids de l'échantillon sec (g)}}{\text{poids de l'échantillon humide (g)}} \times 100$$

Pour calculer le contenu volumétrique en glace, le volume humide et sec a été calculé en assumant une densité de 0.9167 g/cm³ pour la glace et de 2.65 g/cm³ pour les autres solides (adapté de Strauss et al., 2013).

Chapitre 3. Article: *Middle to late Wisconsinan climate and ecological changes in northern Alaska: the Itkilik river Yedoma*

Titre : *Middle to late Wisconsinan climate and ecological changes in northern Alaska: the Itkilik river Yedoma*

Auteurs : Lyna Lapointe Elmrabti, Julie Talbot, Daniel Fortier, Bianca Fréchette, Jens Strauss, Mikhail Kanevskiy et Yuri Shur.

Cet article est en préparation en vue d'être soumis pour publication au journal *Quaternary Research*. Il présente une reconstitution sur plus de 35 Ka de l'environnement du nord de l'Alaska lors de la glaciation du Wisconsinien basée sur des analyses polliniques, biogéochimiques et cryostratigraphiques.

Dans le cadre de ce projet, mon rôle a été de déterminer l'objectif de la recherche, d'effectuer les analyses palynologiques et de réaliser la reconstitution du paléoclimat à partir d'une fonction de transfert ciblée à mes besoins par Bianca Fréchette (coauteur). J'ai également effectué l'analyse statistique des données brutes de contenu biogéochimique (carbone et isotopes) et de glaces. Les échantillons utilisés ont été prélevés sur le terrain par Daniel Fortier, Jens Strauss, Mikhail Kanevskiy et Yuri Shur (coauteurs). J'ai moi-même interprété les résultats, rédigé le texte de l'article et produit toutes les figures et tableaux. Mes directeurs Julie Talbot et Daniel Fortier (coauteurs) m'ont été d'un support financier et intellectuel tout au long de mon cheminement.

Référence complète : Lapointe E, L., Talbot, J., Fréchette, B., Strauss, J., Kanevskiy, M., Shur, Y. and Fortier, D. (indéterminé). Middle to late Wisconsinan climate and ecological changes in northern Alaska: the Itkilik river Yedoma. *Article en préparation*.

Middle to late Wisconsinan climate and ecological changes in northern Alaska: the Itkilik river Yedoma

Lyna Lapointe E.^{1,2}, Julie Talbot^{1,5}, Daniel Fortier^{1,2}, Bianca Fréchette⁵, Jens Strauss³, Mikhail Kanevskiy⁴ and Yuri Shur⁴.

¹ Department of geography, Université de Montréal, Montréal, Canada

² Center for Northern Studies, Québec, Canada

³ Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam, Potsdam, Germany

⁴ Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, USA

⁵ Geotop Research Centre in Geochemistry and Geodynamics, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada

Abstract

Continuous paleoenvironmental records covering the period prior to the Late Glacial Maximum (LGM) in eastern Beringia are sparse and exhibit a considerable degree of chronological uncertainty. This study presents a multi-proxy analysis of a permafrost cliff in Alaska. We studied an exposure on the right bank of the Itkillik river composed of Yedoma deposits – a suite of ice-rich silty deposits containing large ice-wedges - that accumulated over 39 thousand years during the Middle Wisconsinan Interstadial and the Late Wisconsinan glacial advance.

We identified five different stratigraphic units based on pollen, carbon and ice content in sediments, and isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, d-excess) of adjacent ice wedge. We observed that the Middle Wisconsinan climate in northern Alaska has promoted peat accumulation prior to 33.6 thousand years before present (ka BP). July temperatures about 1 to 2°C colder than current 34.8 ka BP is consistent with the timing of the interstadial climatic optimum in interior Alaska and Yukon. The transition from interstadial to glacial conditions between 33.6 to 29.8 ka BP is accompanied by changing climate into up to 4°C colder and drier conditions. Late Wisconsinan (29.8 to 17.9 ka BP) July temperature (MAT) was 2 to 3°C colder than today, with grassland vegetation dominated by xeric Poaceae, *Artemisia* and forbs. The moister and warmer environmental conditions after 17.9 ka BP correspond to the Late Glacial to Early Holocene interval. The reconstructions provide insights into the Middle to Late Wisconsinian paleoclimate of northern Alaska.

Keywords: Paleoclimate, Paleoecology, Syngenetic Permafrost, Wisconsinan Glaciation, Beringia, Yedoma

3.1 Introduction

Beringia is the region extending from the Lena River in northeast Russia to the Mackenzie River in Canada that remained unglaciated throughout the Late Pleistocene glaciations (130 to 11.7 thousand years before present (ka BP)) (Elias and Brigham-Grette, 2006). The Bering land bridge refers to the continental shelf of the Bering and Chukchi Seas that was sporadically exposed as a result of eustatic sea level drop induced by ice sheet growth. During the Last Glacial Maximum (LGM; 26.5 to 19.0 ka BP), sea levels were about 120m lower than at present (Clark *et al.*, 2002, 2009) (Figure 7a). Arid conditions derived from changes in the North Pacific Ocean circulation (Elias and Brigham-Grette, 2006) and katabatic winds from the Scandinavian and Eurasian large ice sheets (Siegert *et al.*, 2001) prevented the extension of glaciation to the lowlands of eastern Siberia (western Beringia), Alaska and Yukon (eastern Beringia). Hence, the Beringian territory was a glacial refugium for flora and fauna, a human migration route, and an intercontinental connection during the LGM (Perego *et al.* 2009; Brubaker *et al.* 2005, Abbott *et al.* 2000).

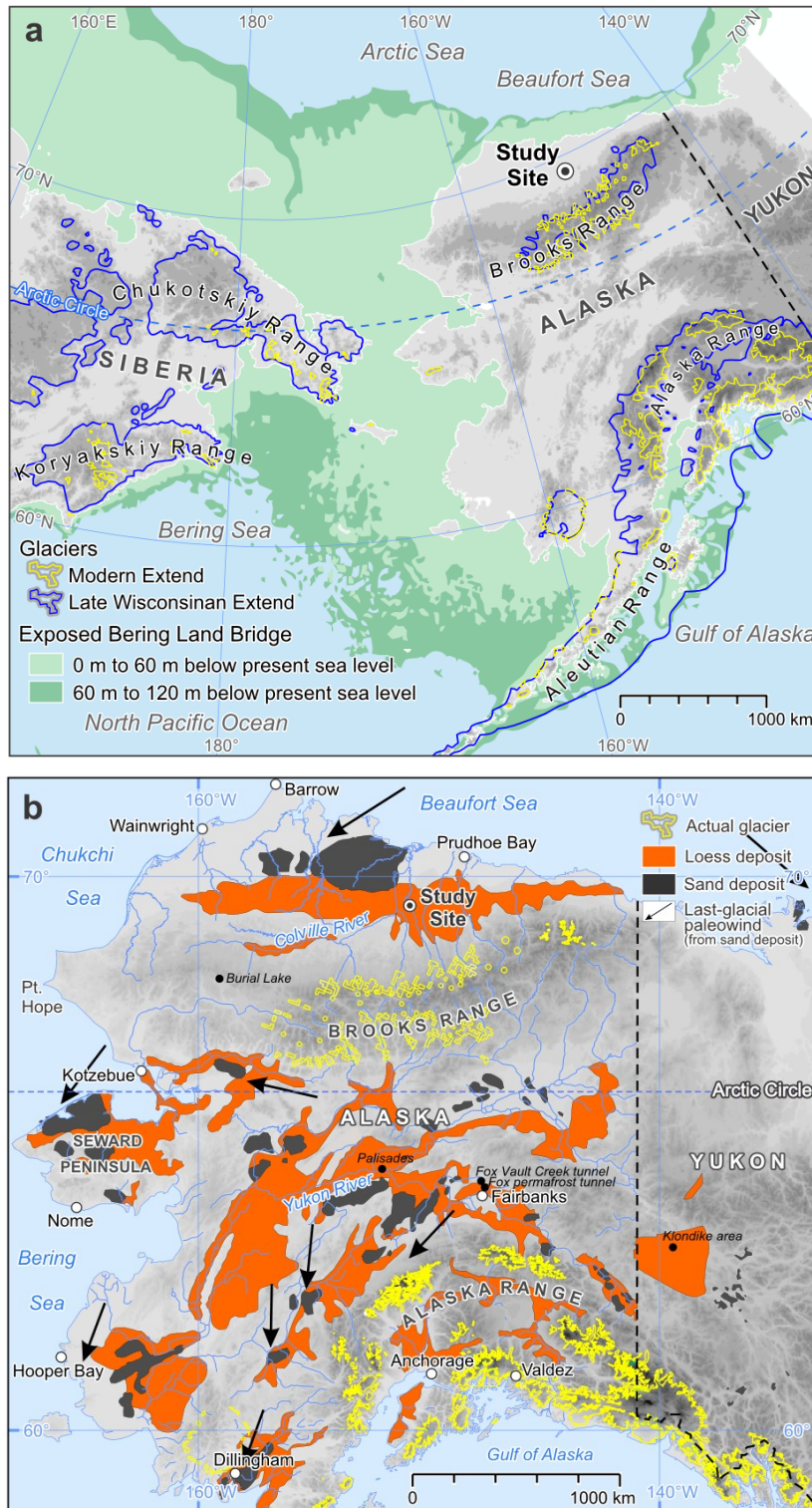


Figure 7. Extent of glaciers in Beringia. a) Beringia territory extent during the LGM (based on a 120 m sea level drop) with glaciers position during Late Wisconsinan and modern (modified from Kaufman et al 2011); b) Map of Alaska with study site location, and loess and sand deposits (Modified from Murton et al. 2015).

During the Wisconsin glacial (71-11.7 ka BP; Marine Isotopic Stage (MIS) 4-2), Beringia was occupied by a now extinct biome known as steppe-tundra (Yurtsev, 1982) or mammoth steppe (Guthrie, 1990). It was mostly dominated by graminoids growing under a colder and drier climate than today. The plant assemblage and amplitude of climate changes and ecological responses has been very heterogeneous across Beringia over the last glacial (Anderson and Lozhkin, 2001). In eastern Beringia, only a few records such as Burial Lake in northern Alaska (Abott et al., 2010; Kurek et al., 2009; Dorfman et al., 2015; Finkenbinder et al., 2015), the Fox permafrost tunnel (Begét, 1990; Hamilton et al., 1988; Lachniet et al., 2012) and the Vault tunnel (Schirrmeister et al., 2016, accepted) in interior Alaska, the Palisades exposure in the central Yukon River valley (Matheus et al., 2003; Reyes et al., 2010; 2011; Jensen et al., 2013) and some other exposures in the Klondike in Western Yukon (Sanborn et al., 2006; Zazula et al., 2006). Overall, the pollen assemblages corresponding to the cold and dry late Pleistocene conditions in the lowlands of Beringia are dominated by Poaceae (Swanson, 2006). Recent macrofossil and DNA analyses have indicated that there might have been a higher proportion of forbs than was previously thought based on pollen analysis, which tends to reduce real vegetation diversity by over-representing high pollen-producers such as the herbs from the Poaceae, Cyperaceae and *Artemisia* genera (Willerslev et al., 2014).

During the Middle Wisconsin interstadial (57-29 ka BP; MIS 3), western Beringia experienced temperatures that apparently rose to nearly modern levels, allowing the treeline to migrate northward and into mountain ranges to approximately its modern limit. This pattern is not observed in eastern Beringia (Anderson and Lozhkin, 2001).

Temperatures reconstructed from fossil beetles indicate that the warming was most pronounced in the arctic compare to the subarctic region of eastern Beringia (Elias, 2001). July temperature decrease during the LGM seems to have been more substantial in eastern Beringia compared to western Beringia, as fossil beetle evidence from Siberia indicates that LGM summer temperatures were close to regional modern levels (Alfimov and Berman, 2001). Regional climatic patterns indicate east to west temperature and moisture gradients with colder and drier conditions dominant over eastern Beringia (Brigham-Grette et al., 2004). The transition from Middle Wisconsinan to Late Wisconsinan is imprecisely dated in eastern Beringia, but floral and faunal data indicate that conditions changed from interstadial to glacial by about 29 ka BP (Anderson and Lozhkin, 2001; Hamilton and Fulton, 1994).

Recently, an increasing number of multiproxy studies of yedoma sediments have contributed to a better understanding of the paleoecology of Beringia (Wetterich et al., 2008, 2014; Kienast et al. 2011). Yedoma is defined as syngenetic permafrost rich in silt, ice (Ulrich et al. 2014) and organic remains (Strauss et al. 2013) that built up from active sedimentation processes and accumulation of ground ice under cold and arid conditions during the Wisconsinan (Kanevskiy et al., 2011; Schirrmeister et al., 2013; Murton et al. 2015). Ice wedges in yedoma account for ~50% of the volumetric ground ice content, which ranges from 65 to 90% of the total volume of deposits (Schirrmeister et al., 2013, Ulrich et al. 2014). Organic carbon content varies from ~1.2 to 4.8 wt% (weight percent) (Strauss et al., 2013). It is mostly composed of terrestrial land plants (Strauss et al. 2015), like root detritus from graminoid vegetation (Sanborn et al., 2006).

Yedoma contains well-preserved biogenic remains and ground-ice features that can be used to reconstruct ecological changes and climate dynamics during glacial, interglacial and interstadial episodes of cold regions (Gauthrie, 1990; Muhes and Bettis, 2003; Shapiro and Cooper, 2003; Sher et al., 2005; Zazula et al., 2007; Wetterich et al., 2008; Froese et al., 2009). Paleoecological reconstructions from yedoma deposits cover a longer temporal scale than lake, pond or peatland sequences that are better represented over the late glacial and Holocene due to erosion of older deposits. Most yedoma-based reconstructions were done from northeastern Siberia (e.g. Andreev et al., 2002, 2004; Schirrmeister et al., 2002; Murton et al., 2015), the interior Alaska (Matthews, 1974; Begét, 1990; Lachniet et al., 2012; McDowell et al., 2001; Wooller et al., 2011) and in the Klondike region in Yukon (Sanborn et al., 2006 ; Froese et al., 2009).

To date, few paleoecological studies have been conducted north of the Brooks Range in Alaska and the timing of climate changes and the ecological response of the former tundra-steppe biome to the climate fluctuation during Middle to Late Wisconsinan are poorly known. Most studies done for the North Slope region are mainly from the end of the 80's to the mid 90's and concerned the vegetation history based on pollen analysis (Anderson, 1985, 1988; Anderson et al., 1988, 1994). Since the 2000's, multiproxy studies from Burial Lake (Abott et al., 2010; Kurek et al., 2009; Dorfman et al., 2015; Finkenbinder et al., 2015) have significantly contributed to a better understanding of the ecological response of the North Slope to climate fluctuation related to the Wisconsinan glaciation. However, a hiatus from ~34,800 to ~23,200 Ka, related to an important drop in lake level from

decreased moisture availability have prevented further paleoecological interpretation of this time interval (Abbott et al., 2001).

In this study, we present paleoenvironmental records from the Itkillik yedoma exposure located in northern Alaska. The primary aim is to comprehend the environmental responses related to climate changes from the interstadial period prior to the LGM. The objectives are to (1) reconstruct regional vegetation assemblage using pollen analysis; (2) infer July temperature, seasonal temperature contrast, and sunshine values using a pollen-based modern analog technique (MAT); and (3) link sediment and ground-ice records to the reconstructed paleoclimate.

3.2 Study area

The Itkillik yedoma exposure (69.56 °N, 150.86 °W) is located in the continuous permafrost zone, at the boundary between the Arctic Coastal Plain and the Arctic Foothills in northern Alaska (Figure 8a). The climate measured at Anaktuvuk River meteorological station (altitude: 81 m; 69°27' N, 151°10' W), located 30 km north-west the study site, is characterized by severe winters with January temperatures of -29.1°C and short summers with July temperatures of 13.0°C. The mean annual temperature is -10.2°C and the annual precipitation is 122 mm, with 82-107 mm falling as snow (Kane et al., 2014). The surface is slightly undulating and underlain by a poorly drained, silty mineral soil with a shallow organic surface layer (Viereck et al., 1992). Cyperaceae species such as *Eriophorum vaginatum* and *Carex Bigelowii* are the primary tussock formers. Shrubs are sparse (Boggs et al., 2012).

The area was previously studied to assess the extent of loess-like sediments in the region (Carter, 1988), permafrost characteristics (Murton et al., 2015; Strauss et al., 2012; Kanevskiy et al., 2011) and the rates and patterns of fluvial erosion (Kanevskiy et al., 2016). The studied sequence is a vertical bluff exposed since the mid 1990's by thermoerosional processes caused by the meandering of the Itkillik River. The surface elevation ranges from 30 to 35 m above the local river level and the total length of the exposed face exceeds 680 m (Figure 8b). The cliff revealed undisturbed thick sections of late Pleistocene syngenetic permafrost formed during the Middle and Late Wisconsinan. Based on the field data of 2007, seven cryostratigraphic units were detected within the exposed yedoma face (Kanevskiy et al., 2011). Three stages of aggradation of ice-wedges are recognized at the site (Strauss et al., 2012). Silty sediments contain sparse organic material including rootlets and wood. In 2012, six peat layers were identified between 26 and 16 m below sea level (b.s.l.) (Strauss et al., 2012) (Figure 8c). These features will possibly be eroded, considering that the cliff is currently eroding at a rate of $\sim >20$ m year⁻¹, continuously changing the exposed face of the yedoma (Kanevskiy et al., 2016).

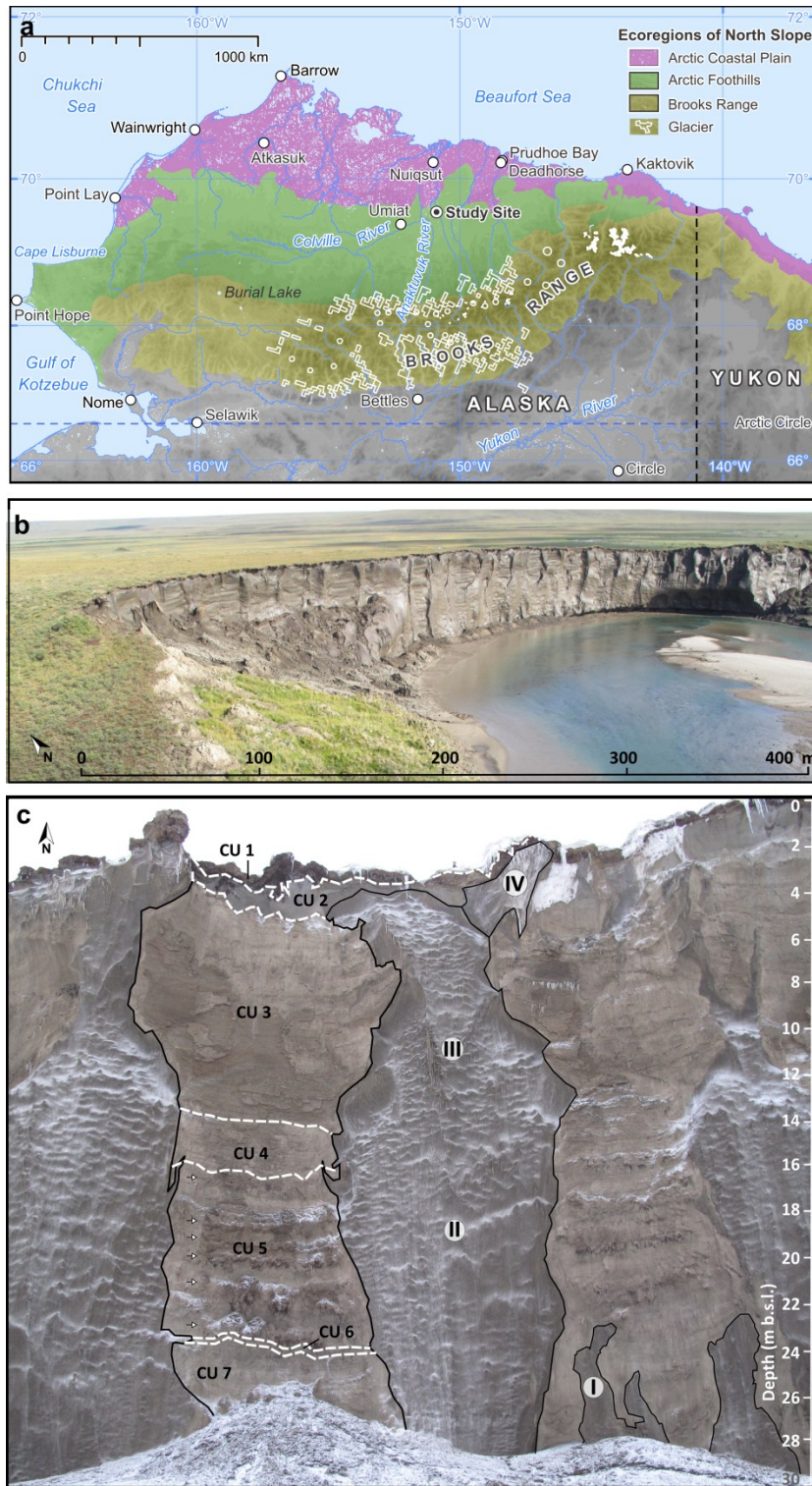


Figure 8. Study site. a) The study site at the Arctic Coastal plain and Arctic Foothills border (Modified from Nowacki et al. 2001); b) Exposed bluff; c) Sediment column with cryostratigraphic units (CU1-7), stages of aggradation of ice-wedges (I-IV) and buried peat layers.

3.3 Methods

3.3.1 Sampling

A sediment column in the central part of the exposure was sampled by rappelling from the top of the cliff in May 2012. As an overhang between 20.5 to 9.7 m was impossible to reach, samples from adjacent sediment columns were extracted to fill the gap. Surfaces were first cleaned with a hammer, a pic or an axe, and then a hand-held core-drill with a 4.7 cm diameter hole saw was used to extract 45 sediment samples. The drilling head was cleaned between each sample extraction. Samples were cleaned of the drilling mud and kept frozen during the fieldwork period and subsequently transported to the laboratory. Subsamples from the same depths were used for geochronology, paleoecology, biogeochemistry, and ice content analysis (Strauss et al., 2012). Biogeochemistry raw data from Kanevskiy et al. (2011) obtained from boreholes drilled in 2007 were also used to increase the sampling resolution.

3.3.2 Radiocarbon dating and age depth model

Plant material or bulk peat from 20 samples was isolated for radiocarbon dating (table 5). Radiocarbon dates have been calibrated using IntCal13 for terrestrial northern hemisphere material (Reimer et al., 2013). Six infinite ages were excluded from the age-depth model produced by the R Bacon package (Blaauw et Christen, 2011).

Tableau 5. Radiocarbon (^{14}C) age of the Itkillik Yedoma with depth.

Depth (m)	Age ^{14}C yr Bp	Age yr Bp (Cal)	Laboratory number	Material	Source
0,7	5,320±35	6,100±107	OS-66781	Peat	Kanevskiy et al., 2011
1,3	8,610±35	9,594±68	OS-66782	peat	Kanevskiy et al., 2011
2,3	14,370±100	17,510±312	Poz-51789	Plant macro remains	This study
3,0	14,300±50	17,408±196	OS-66783	Twigs	Kanevskiy et al., 2011
4,0	16,550±75	19,949±245	OS-66784	Twigs	Kanevskiy et al., 2011
5,4	19,950±180	23,999±429	Poz-51791	Plant macro remains	This study
9,3	24,290±190	28,312±408	Poz-51795	Plant macro remains	This study
11,0	29,300±200	33,466±437	OS-66785	Twigs	Kanevskiy et al., 2011
13,7	25,450±280	29,642±744	Poz-51797	Plant macro remains	This study
15,0	26,300±130	30,609±309	OS-66786	Twigs	Kanevskiy et al., 2011
16,0	23,900±110	27,966±262	OS-66780	Twigs	Kanevskiy et al., 2011
19,5	28,330±390	32,357±965	Poz-51796	Plant macro remains	This study
20,6	43,500±1700	47,403±2506	Poz-51788	Peat	This study
23,0	41,700±460	45,137±777	OS-66787	Fine-grained org.	Kanevskiy et al., 2011
23,8	>45,000	Infinite	Poz-51793	Plant macro remains	This study
25,9	>45,000	Infinite	Poz-51794	Plant macro remains	This study
27,5	>46,000	Infinite	Poz-51792	Plant macro remains	This study
28,9	>48,000	Infinite	Poz-51798	Plant macro remains	This study
30,9	>48,000	Infinite	OS-66777	Peat	Kanevskiy et al., 2011
31,8	>47,500	Infinite	OS-66778.	Fine-grained organic matter	Kanevskiy et al., 2011

3.3.3 Pollen

The pollen content of 26 samples was extracted by heavy-liquid separation from 19 samples obtained from the main sampling profile and 7 from nearby sub-profiles, the treatment involved acid digestion of carbonate with hydrochloric acid (HCl), organic

matter deflocculating with potassium hydroxide (KOH), sieving (15 and 250 μm), heavy liquid density separation using sodium polytungstate (SPT) and acetolysis. *Eucalyptus globulus* contaminant suspensions (Greer laboratory) were added in order to quantify pollen concentrations. Pollen samples were mounted in glycerin and analyzed under light microscope (Leitz, Wetzlar, D-69301) at 400x magnification. When concentrations were over 1,500 grains cc^{-1} at least 300 terrestrial pollen grains were counted, otherwise 150 pollen grains were counted. Pollen diagrams were graphed using the C2 software (Juggins, 2007). Determination of pollen units was done using a temporally constrained incremental sum of squares cluster analysis (CONISS; Grimm, 1987). Percentage of abundance are based on the pollen sum.

3.3.4 Climate reconstruction

Climate was reconstructed using MAT and the North American Modern Pollen Database (NAPD) (Whitmore et al., 2005). A pollen sum of 57 taxa (tree, shrub and herb) was used for analogue computations. Modern pollen samples from the western boreal subarctic and arctic biomes north of 50°N and west of 100°W were selected as candidates for potential modern analogues ($n = 981$ modern pollen assemblages from Whitmore et al., 2005). The five closest analogs were used to compute the reconstructed climate variables (cf. Fréchette et al., 2008) (Simpson, 2007). The accuracy of reconstruction can be assessed from the slope and the correlation coefficient (R^2), as well as from the standard deviation of the difference between inferred and observed values that corresponds to the root mean square error (RMSE) (e.g. Sawada et al., 2004). July temperatures were reconstructed ($R^2 = 0.84$; low root-mean-square error (RSME) = 1.35°C) in order to make comparison possible with

available regional paleo-climate data that are based on July temperature reconstructed from Chironomidae (Elias et al. 2001; Kurek et al. 2009). Seasonal temperature contrast ($R^2 = 0.82$; RSME = 3.07°C) and July sunshine values ($R^2 = 0.85$; RSME = 2.97°C) were selected for the reconstruction as they also has good R^2 and RSME (See Figure 14 in Chapitre 4).

Similarity between fossil and modern pollen assemblages is assessed using the squared chord distance (SCD) (Overpeck et al., 1985). Values of SCD vary between zero and two, with higher values indicating greater dissimilarity. The adopted threshold for the analog is 0.21 which is in agreement with suggested values for MAT-based reconstructions from fossil pollen assemblages in the Arctic biome in Fréchette et al. 2008. High SCD threshold values ($>.20$) for the Arctic biome reduces the probability of generating false-negative errors, such as the omission of contrasting pollen assemblages originating from sites experiencing similar climate and therefore representing viable analogues (Fréchette et al. 2008). Climate reconstructions were performed with the Bioindic package (Guiot and Gally, 2014) built on the R platform. More details on the MAT approach used here are given in Fréchette et al. (2008). Modern value were estimated with the MAT, as the modern climate data obtained from *Anaktuvuk River* meteorological station are only based on four years of observation (2009-2013). No sunshine value was measured at the station during that time interval.

3.3.5 Biogeochemistry

To determine the total carbon (TC) and total nitrogen (TN) content, 45 samples were freeze-dried (sublimator 3-4-5, Zirbus Technology) and homogenized by grinding

(Pulverisette 5 planetary mill, Fritsch) before being measured by a carbon analyzer (Vario EL III, Elementar). Two 5 mg sub-samples per sample were taken and encapsulated in two zinc capsules. To ensure complete oxidation of the sample during measurements ~10 mg of tungsten-(VI)-oxide was added. Background signals were detected by measuring a blank capsule at the beginning and calibration standards after each 20 samples. The quantified measurement accuracy is $< \pm 0.1$ wt%. Total organic carbon (TOC) content was measured with a TOC analyzer (Vario Max C, Elementar). Four calibration standards were measured after each 14 samples. The measurement accuracy is $< \pm 0.1$ wt%.

The determination of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ from 45 samples obtained from the ice wedge (Figure 8c; central ice wedge) is based on mass spectrometric detection of isotopes (Hoefs, 2008). For this purpose a Finnigan MAT Delta-S mass spectrometer is combined with two equilibration units (MS Analysetechnik, Berlin). Before measuring a sequence of water samples, the laboratory reference standard NGT1 (snow from the North Greenland Traverse) was used as reference material. The sample gas passed the mass spectrometer alternating with the reference gas and was consequently measured against the reference gas. Additionally, control standards of different isotopic composition were employed for each equilibration unit for quality control. Standard deviations were generally better than 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.8 ‰ for $\delta^2\text{H}$. The detected values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ were further recalculated to the VSMOW standard with the software ISODAT[®]. d-excess values were defined using Dansgaard's equation (1964).

3.3.6 Ice content

To define the volumetric ice content, 45 frozen samples were weighted in the field using a balance (Kern FCB 8K0.1). After freeze drying, the samples were weighted again and the ice content was calculated according to the following formula:

$$\text{ice content (wt\%)} = \frac{\text{wet sample weight (g)} - \text{dry sample weight (g)}}{\text{wet sample weight (g)}} \times 100$$

To calculate the volumetric ice content, we calculated the volume of the dry sample and the volume of the wet sample by assuming an ice density of 0.9167 g/cm³ and a solids density of 2.65 g/cm³ (adapted from Strauss, 2013).

3.4 Results

3.4.1 Geochronology

Except for two overlapping radiocarbon dates (11 and 16 m), ages generally increase with depth (Figure 9). Sediment accumulation varies between 0.01-0.33 cm yr⁻¹ with an average rate of 0.16 cm yr⁻¹. The fastest vertical sediment accumulation occurred prior to 28.1 ka BP with average rates over 0.17 cm yr⁻¹. Between 28.4-29.9 ka BP and 30.7-31.7 ka BP average accumulation rates reach about 0.25 cm yr⁻¹. Slower accumulation rates were recorded between 17.8-28.4 ka BP (average rates are below 0.10 cm yr⁻¹) and especially after 17.1 ka BP (average rates of 0.01 cm yr⁻¹). The sedimentation rate was probably much slower as sediments are extremely ice-rich, and the surface rise occurred mainly due to ice accumulation (ice-wedges aggradation and segregated ice).

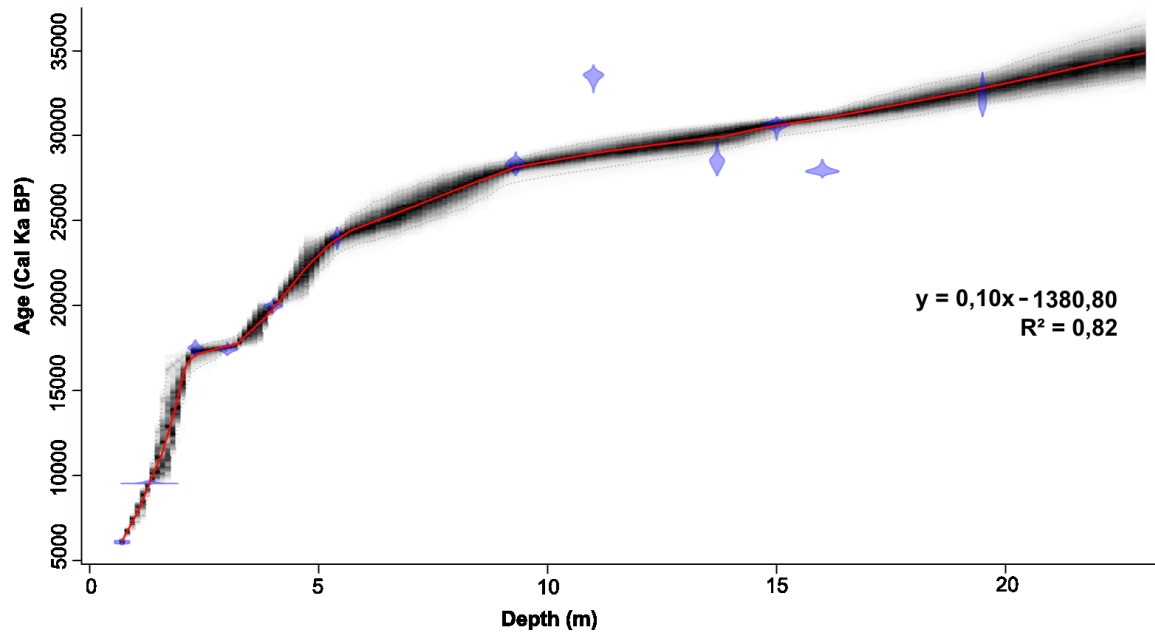


Figure 9 Age-depth model showing calibrated ¹⁴C dates (blue). The grey stippled lines show 95% confidence intervals and the red curve shows the best model based on the weighted mean age for each depth.

3.4.2 Pollen

Based on the CONISS cluster analysis, pollen results are subdivided into five units (U1-5) corresponding to changing taxa composition and abundances (Figure 10). Other palynomorphs such as algae (*Zyngema* sp., *Pediastrum* sp.) and spores (e.g. *Lycopodium* sp., *Equisetum* sp.) were not included in the calculation of pollen concentrations. Generally, the profile is dominated by herbaceous taxa, notably Poaceae and Cyperaceae. Pollen of trees such as *Picea* and *Pinus* are interpreted as distal source material as they are not currently present at the study site.

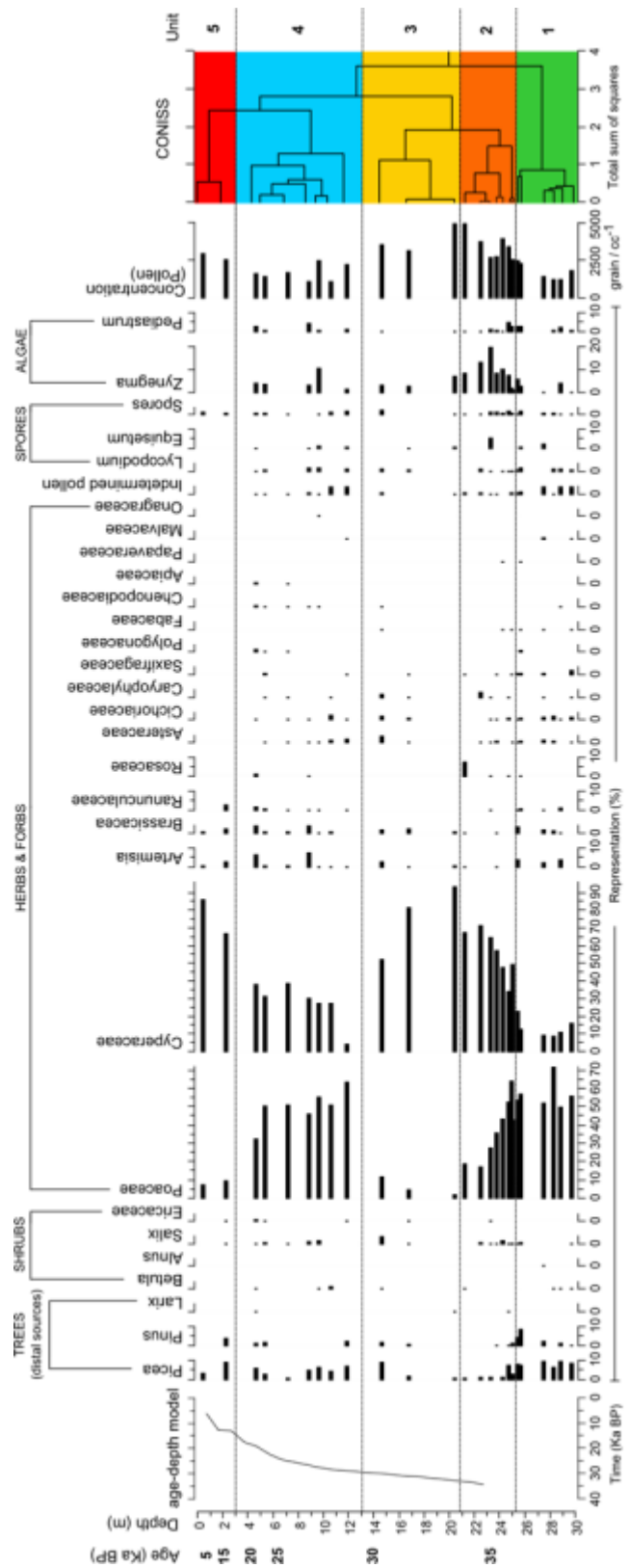


Figure 10. Percentage diagram of pollen and non-pollen palynomorphs from the Itkilik yedoma exposure. The profile zonation based on pollen assemblages is shown on the right (U1 to U5 and CONISS results).

The first unit (U1: 30.0-25.3 m, over 34.8 ka BP) is characterized by a low pollen concentration (less than 2 500 pollen grain cc^{-1}). We observed a high herb diversity, including Poaceae (over 50%), Cyperaceae (~ 9 -23%), *Artemisia*, Asteraceae (sub-family of Tubuliflorae) and Brassicaceae. Arboreal taxa reach their highest values of the entire sequence ($\sim 10\%$). The high abundance of darker and corroded Pinaceae pollen grains suggests they might have been remobilized.

The second unit (U2: 25.3-20.9-m, over 34.8-33.6 Ka BP) shows a drastic increase of Cyperaceae pollen grains, by about 44% (from 28 to 72%), while Poaceae conversely decreases by about 47% (from 65 to 18%). Other minor herbs and forbs are less represented than in the previous unit. *Zygnema* algae abundance is high and reaches an abundance peak of 20% at ~ 35 Ka BP. The percentage of arboreal pollen substantially decreases to less than 2%. An upward increase of total pollen concentration was observed over this unit, reaching $\sim 5\,000$ pollen grains cc^{-1} and representing the highest value.

The third unit (U3: 20.9-13.3 m, 33.6-29.8 Ka BP) is notable for having high Cyperaceae abundance at the bottom of the unit. It decreases upward by 42% (from 94 to 52%). Inversely, Poaceae increased by 7% (from 2 to 12%) concurrently with arboreal pollen (from 1 to 9%) over this unit. Minor herbs and forbs abundance and diversity are lower than before, but tend to increase at the end of the unit. Total pollen concentration slightly decreases compared to the previous unit to about 3 400 pollen grains cc^{-1} .

The fourth unit (U4: 13.3-3.3 m; 29.8-17.9 Ka BP) shows a clear dominance of Poaceae over Cyperaceae. This last taxon tends to decrease upwards (31% on average, going from 64 to 33% for Poaceae and 35%, going from 4 to 39% for Cyperaceae). Minor herbs and forbs abundance and diversity reach their highest values, with peaks of *Artemisia*, Asteraceae (sub-family of Tubuliforae) and Brassicaceae. Arboreal taxa stay abundant (~ 10%). The lowest pollen concentrations of about 2 000 pollen grains cc⁻¹ were measured in this unit.

The last unit (U5: 3.3-0 m, 17.9 Ka BP-modern) is comparable to the pollen rain of current vegetation, with Cyperaceae clearly dominating (67-96%). Forbs are poorly represented and Poaceae have decreased compared to the previous unit (< 10%). Pollen concentration exceeds 2 500 grain cc⁻¹.

3.4.3 Climate Reconstruction

Climate reconstructions are based on the 26 fossil pollen assemblages presented in section 4.2. The results are presented by unit (U1-U5, as in the previous section) and are expressed as anomalies relative to the current climate data values obtained from value from the MAT surface caption and the *Anaktuvuk River* station (July temperature: 9°C; Seasonal contrast: 35.5°C; July sunshine: 39.6%). Close analogs for fossil pollen assemblages exist in the modern database, with SCD values ranging from 0.10-0.18 in U2, 0.12-0.14 in U3, and 0.09-0.17 in U5 for the best analogues. Most of analogs found for U1 and U4 pollen assemblages exceed 0.20. Less than 5 analogs have been found for all the vegetation assemblages of Unit 1 (Figure 11).

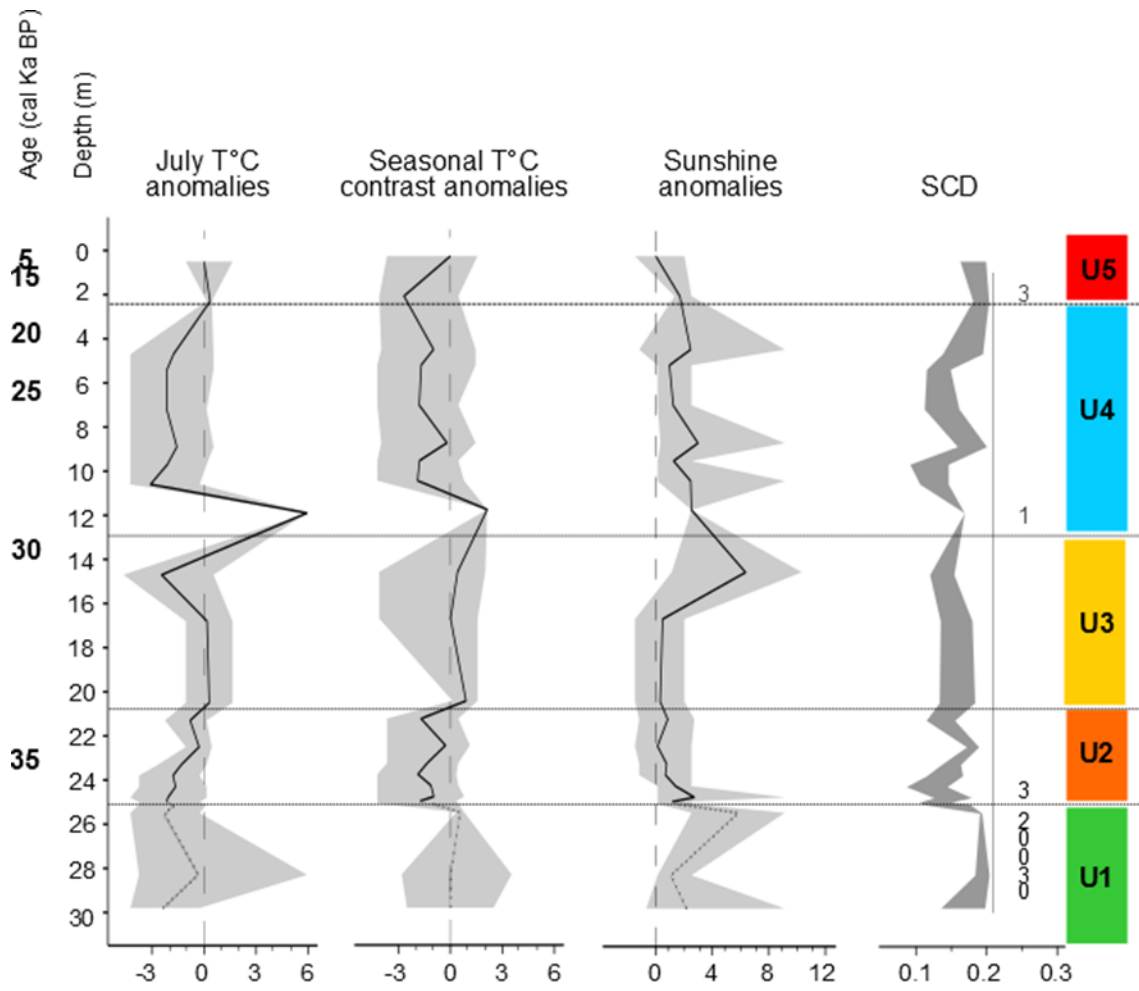


Figure 11. Climate reconstructions obtained from the MAT (Whitmore et al., 2005). The black line is the average and the gray shading represents maximum and minimum values. Graphs show anomalies compared to modern values. July temperature anomaly is in °C (modern = 9.0°C). Seasonal temperature anomaly in °C is the difference between average July and January (modern = 35.5°C). July sunshine anomaly is expressed in % (modern = 39.6%). SCD represent the squared chord distance (threshold = 0.21). Note that if less than five analogs were found, the number of analogs found is indicated on the graph showing the SCD.

Only one out of six pollen assemblages (29.8) present in U1 have five valid modern climate analogs (presented with dashed lines in Figure 11). Summer temperatures are about 2°C colder than modern and seasonal temperature contrast went from 4 to 2°C lower than modern moving upwards of the unit. Sunshine is 1-6% higher than current.

Closer analogues were found in U2. Average SCD for the closest analog is 0.12 and seven out of eight samples have five valid analog. The most recurring closest analog is a modern pollen assemblage available in the Whitmore et al. (2005) database from (Brubaker and Anderson, unpublished). The site (71°2' N, 154°58' W) is unnamed and located 225 km north-west of the Itkillik yedoma exposure. July temperature anomaly tends to decrease with time from -2 to -1°C. Average seasonal contrast anomaly is -1°C. Sunshine anomaly decreased to nearly modern value (from 3 to less than 1%).

Climate reconstructions for U3 are based on three pollen assemblages and should be interpreted cautiously considering the limited number of samples. The MAT found five valid analogs with a SCD average for the closest analogues of 0.13. July temperatures were close to modern between 33.6-31.4 Ka BP and decrease drastically to reach an anomaly of -2.5°C by 30.4 Ka BP. Seasonal contrast is similar to current values. Sunshine is approximately equivalent to the modern value for most of the unit.

Six out of seven pollen assemblages for U4 are related to good analogs with an average closest analog SCD value of 0.12. The first sample of the unit (11.9 m; 29.3 Ka BP) is only related to one analog, indicating that pollen assemblage at that time was very different from modern assemblages. July temperatures average slightly increases from 3 to 2°C (coolest value) through the unit. Seasonal temperature contrast varies between 1 and 2°C lower than actual. Sunshine varies from 1 and 3% higher than modern values.

Paleoclimate reconstructions for U5 are only based on two pollen assemblages yielding a high SCD average value of 0.17 for the closest analog. MAT only found five valid analogues for the surface sample. July temperatures are close to the modern value. Seasonal contrast and sunshine anomalies vary respectively by about -2°C and -2 % compared to current value over the unit.

3.4.4 Sediment and ground-ice records

Sedimentary and biogeochemical characteristics of the sediments were grouped into the same five units than pollen and climate reconstructions (U1-5) (Figure 12). Overall, TC is relatively low, with an average of 4.9wt% and mostly inorganic (generally over 75 % of TC), while volumetric ice content averages 62 vol%.

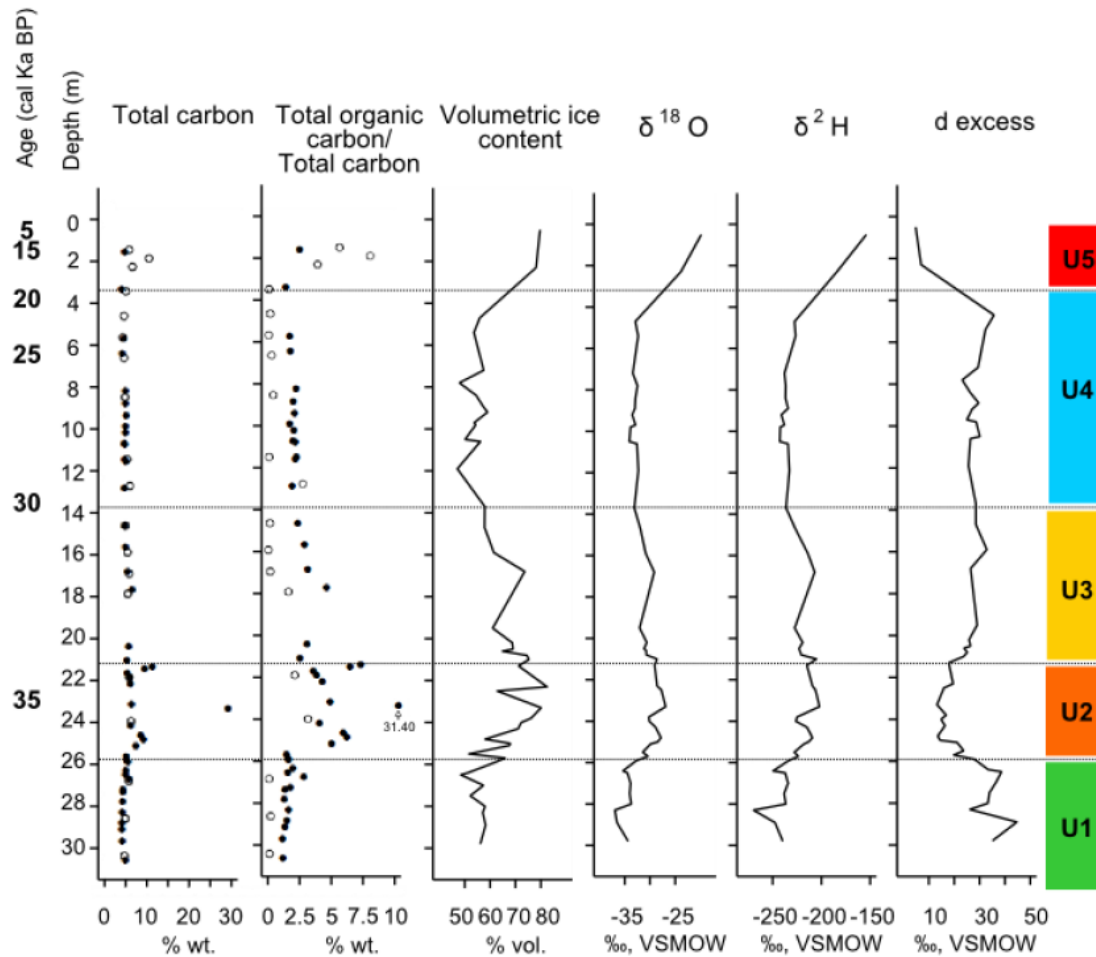


Figure 12. Biogeochemical and ice content data from the Itkillik Yedoma exposure over ~39 Ka. Total carbon, and total organic carbon are represented in weight percent (wt%); volumetric ice content values are represented in volume percent (vol%); $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess anomaly are represented in part per thousand (‰) compared to the Vienna Standard Mean Ocean Water (‰, VSMOW). Note that data labelled with empty circles are from the 2007 sampling campaign (Kanevskiy et al., 2011). Data from 2012 (this study) are labelled with a black filled circle. Units (U1-5) are given on the right-hand side.

The U1 TC values are as low as 2.7-4.7 wt% with an average of 0.4 wt% as organic compounds. Soil volumetric ice content between ice-wedges varies from 48.5 to 65.9 vol%. Stable isotope analysis shows an average value of -33.6‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -237.9‰ for $\delta^2\text{H}$ and 31.2‰ for d-excess. Bottom isotopic values greatly differ from modern but

slightly decrease towards the top of the unit. Sediment in U1 are composed of yellowish-grey silt.

TC values increase in U2, varying between 4.0 and 29.4 wt% with a TOC average of 4.5 wt%. TOC enrichment matches with the position of peat layers. At 22.5m, TC reaches 29.4 wt%, while the TOC reaches 31.4 wt% making U2 the most organic rich unit. Volumetric ice content of segregated ice increases upwards and reaches values as high as 82.5 vol%. The peak in ice content at 23.3 m corresponds to an ancient position of the ice-rich upper horizon of permafrost (Kanevskiy et al., 2011), known as intermediate layer (Shur, 1988; Shur et al., 2011), just prior to 34.8 Ka BP. Sediments are organic-rich silt with medium grained sand grades upward into peat. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess decreased to average values of -28.7‰, 213.35‰ and 15.85‰ with lower values (until unit 5) concordant to 23.3 m.

The TC value of U3 varies from 10.4 to 3.6 wt% (average TOC of 1.9 wt%) and tends to slightly decrease upwards. Highest TOC values correspond to the location of the uppermost peat layer. As volumetric ice content decreased by about 17.4 vol% (from 73.8 to 56.5 vol%) over the unit, stable isotope analysis are more stable with an average value of -30.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -220.1‰ for $\delta^2\text{H}$ and 27.1‰ for d-excess. Sediments are composed of yellow grey silt with inclusions of organic material, rootlets and twigs.

The U4 TC values vary between 3.0-4.9 wt%, while TOC is low (average of 0.6 wt%). Volumetric ice contents are lower, with values varying between 47.1 and 59.0 vol%. Sediments are similar to U3 with small inclusions of poorly decomposed rootlets and

twigs. Stable isotope analysis show value that are very contrasting with modern values with average of -33.0‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -235.7‰ for $\delta^2\text{H}$ and 28.3‰ for d-excess.

Lastly, U5 shows a net increase in TOC reaching 8.18 wt% (average of 2.45 wt%). TC stays high at the bottom of this unit and reaches about 17.2 wt% near the surface. Volumetric ice content exceeds 75 vol% (78.9% average) indicating a position of the modern intermediate layer (Shur, 1988; Shur et al., 2011; French and Shur, 2010). Stable isotope analysis show fast decreasing values going upward the unit with $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess that reaches nearby modern values. Organic-rich silt with some clay and very fine sand with peat and moss become dominant at the surface above the mineral soil.

3.5 Discussion

3.5.1 Chronology of paleoenvironmental records

Radiocarbon dating on Middle Wisconsinan permafrost samples is complicated due to detection limits and cryoturbation that can relocate material (Wetterich et al., 2014). The overlapping age at 11 and 16 m (tableau 5) may be explained by the erosion and redeposition of younger sediments at the Itkillik site, or cryogenic relocation processes. Lack of chronological control in U1 prevents us from assessing a precise age for the sediments deeper than 23.3 m (prior to 34.8 ka BP). Extrapolation from average accumulation rates indicates that U1 is probably no older than 39 ka BP and is likely encompassed into the Middle Wisconsinan interstadial. We interpret proxy data changes over U1-3 (~39- 29.8 ka BP) as climatic fluctuations occurring during the interstadial. U4

is related to the following Late Wisconsinan glacial advance (29.8-17.9 ka BP), while U5 corresponds to the Late Glacial transition into Holocene (less than 17.9 ka BP) (Figure 13). The chronology of accumulation rate fluctuations coincides roughly with unit boundaries. The Itkillik River yedoma exposure sediment accumulation is comparable to northeast Siberia yedoma sites chronologically (Schirrmeister et al., 2013). Despite this, the amplitude of climate fluctuations and their timing are more consistent with interior Alaska and Yukon records (Anderson and Lozhkin, 2001).

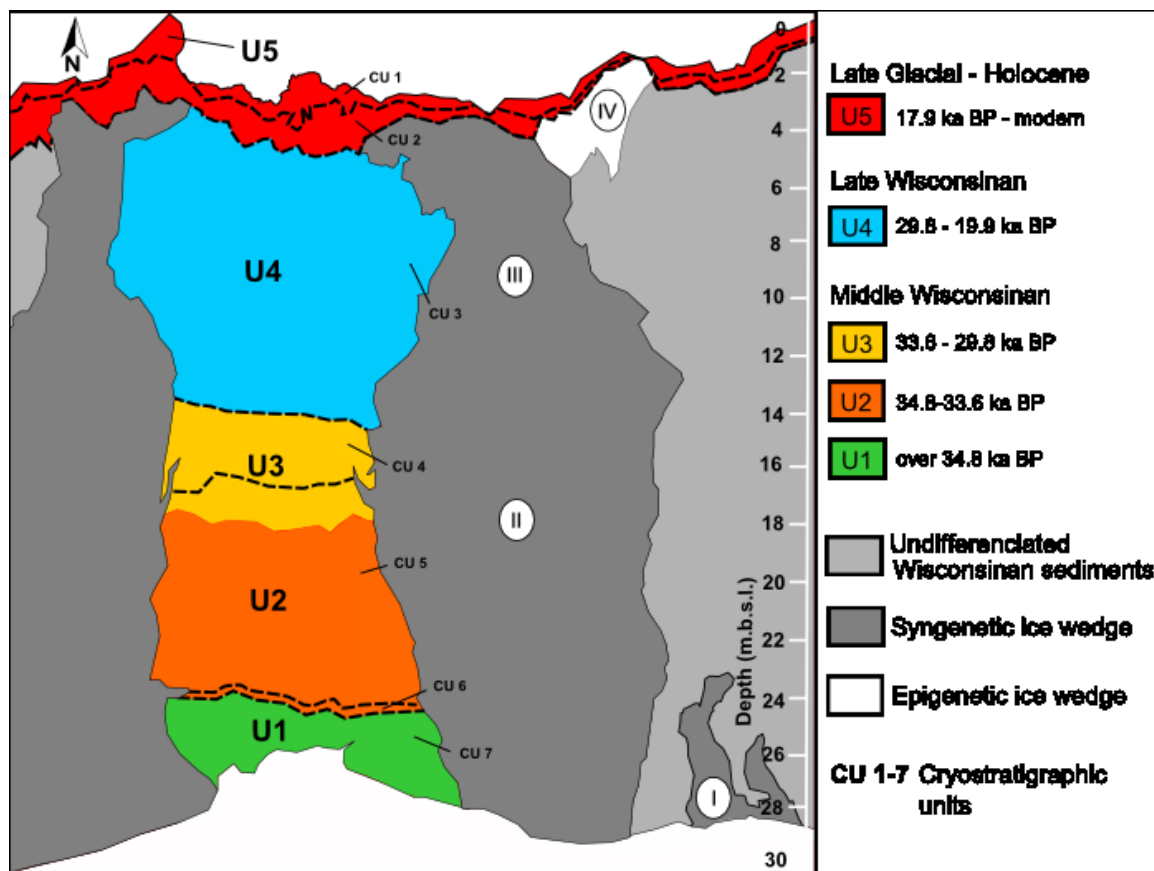


Figure 13. Composition overview of the main column of sediments with cryostratigraphic units (CU 1-7) and stages of aggradations of ice-wedges (I-IV) (based on Kanevskiy et al., 2011).

3.5.2 Middle Wisconsinan interstade (~39 - 29.8 Ka BP)

Most efficient transport of warm and moist air masses from the North Pacific Ocean towards Alaska during the interstadial is related to higher Northern Hemisphere summer insolation, reducing regional alpine glacier extension, and higher sea level (about 80 to 60 m lower than present) (Bender, 2013). Temperatures ranging around modern values are reported in western Beringia during the entire Karginsky interval (Middle Wisconsinan name equivalence for western Beringia) (Elias and Brigham-Grette, 2006; Anderson and Lozhkin, 2001). *Larix* forests were relatively common in the central and western areas of western Beringia through much of the Middle Wisconsinan (Anderson and Lozhkin, 2001). In eastern Beringia the response of the environment to changing climate was more contrasted. A cold phase approaching glacial conditions was reported in interior Alaska from 39 to 34–33 ka BP, and in northwestern Alaska, from 40 to 35 ka BP (Anderson and Lozhkin, 2001). Presence of Poaceae, *Artemisia* and a high diversity of forbs taxa between ~39-36 ka BP interval at the Itkillik River yedoma site indicates that dry conditions occurred in an open grassland environment (Zazula et al., 2002). July temperature reconstructions indicate colder than modern climate conditions during that time interval. Sunshine is inversely proportional to cloud cover and plays an important role in pollen production (cf. Rodriguez-Rajo et al., 2005). As cloud cover is related to precipitation, the low sunshine is interpreted as dry climate. The low organic carbon content accumulation and low seasonal contrast are indicative of cold conditions that do not allow carbon accumulation. The lower $\delta^{18}\text{O}$ values reported in Unit 1 compared to modern snow values of -22.3‰ reported for northern Alaska (Sloat, 2014) and to contemporary ice-wedges

sampled at the Itkillik River site is also indicative of colder than modern conditions. The lower ice content and micro-lenticular cryostructures (Kanevskiy et al., 2011) suggest syngenetic permafrost aggradation under severe periglacial conditions. Parallel to Western Beringia, apparent improvement of climatic conditions and favorable edaphic conditions have led to the expansion of *Picea* populations in the interior of Yukon (Anderson and Lozhkin, 2001) and could explain the high pollen representation of this taxon prior to 36 ka BP at the Itkillik site. Under a strong low-pressure atmospheric system, Pinaceae pollen can be transported over thousands of km and create noise in pollen records (Campbell et al., 1999). The poor analog quality found for U1 is interpreted as conflicting pollen rain signals induced by inputs from contrasted vegetation assemblages across eastern Beringia. Considering the problems of climate reconstruction and the chronological uncertainties, we must remain cautious about the interpretation of reconstructed climate for U1.

Between 37.2 and 33 ka BP, higher lake levels are reported across interior and northern Alaska (Finkenbinder et al., 2015). The Itkillik site experienced a warmer interval from 36 to 33.6 ka BP. This is occurring 2-3 ka BP prior to the warm interval reconstructed from the Fox permafrost tunnel record in interior Alaska (from 33/34 to 30 ka BP) (Hamilton et al., 1988). Pollen assemblages from the Itkillik site are dominated by Cyperaceae, implying more humid conditions (Ager, 2003). July temperatures and seasonal contrast increased, as sunshine declined. Concomitant decreasing $\delta^{18}\text{O}$ and H_2 , as d-excess values increased is also supporting warmer and moister climate. d-excess variations from proxy records could be used to reconstruct near-surface relative humidity during evaporation, which is strongly affected by variations in atmospheric circulation and the corresponding changes

of moisture source locations (Pfahl and Sodemann, 2014). The environment is interpreted as a moist Cyperaceae meadow probably related to low centered ice-wedges polygon landscape. Organic carbon and ice content enrichment across U2 indicate, respectively, environmental conditions favorable for organic matter accumulation and greater moisture availability around 35 ka BP. These results are chronologically related to the Middle Wisconsinan interstadial optimum reported across eastern Beringia (Anderson and Lozhkin, 2001).

The significant increase in volumetric ice content (reaching over 75-80% in U2) at the Itkilik site is related to the formation of buried intermediate layer just prior 34.8 ka BP and suggests surface stabilization and increased ground-ice accumulation (see cryostratigraphic unit 6 from Kanevskiy et al., 2011). Above, the peat accumulation from about 34.8 to 33.6 ka BP (see cryostratigraphic unit 5 in Kanevskiy *et al.*, 2011) resulted in the significant increase in organic carbon content, representing 40 to 45% of total carbon. Higher OC contents relate to changes in primary productivity and plant associations that are characteristic of Middle Wisconsinan yedoma deposits (Schirrmeister et al., 2013). Peat layers in yedoma sequences are related to buried paleosols indicating interstadial accumulation (Ruhe, 1983) and often can be observed above buried intermediate layers (Gubin, 2002; Kanevskiy, 2011). Peat layers of similar age are described in several yedoma exposures in western Beringia (Kaplina, 1981; Tomirdiaro, 1980; Tomirdiaro and Chernen'kiy, 1987; Hopkins, 1982) and eastern Beringia (Anderson and Lozhkin, 2001). Similarly to climate reconstructions developed for the sites located in Interior Alaska and Yukon (Anderson and Lozhkin, 2001), the climate reconstruction of

the interstadial optimum from Itkillik suggests climate warmer than during glacial advance episodes but colder than during the Holocene.

A cooling episode following the Middle Wisconsinan optimum occurred in Interior Alaska 30-26 ka BP (Anderson and Lozhkin, 2001). Concurrently, MAT and isotopic composition during the 33.6-29.8 ka BP interval at Itkillik site support the idea of a transition stage towards colder and drier climate conditions. The silt accumulation above the peat layer of U3 suggests a return of wind erosion, eolian transport and sedimentation which resulted in higher syngenetic accumulation rates (see unit 4 in Kanevskiy et al., 2011). However, the uppermost buried peat layer at the exposure is aged about 30.4 ka BP and the climate reconstruction suggests that until that time, climate conditions were not as harsh as during the LGM.

3.5.3 Late Wisconsinan (29.8-17,9 Ka BP)

Starting around 30 Ka BP, the extent of continental ice sheets during the LGM have led to the drop of eustatic sea level from about 60 m to about 120 m lower than present-day levels (Clark et al., 2009). The continental climate is associated to higher sunshine value (%) and variability than modern (Figure 5). Changes in cloudiness are associated with changes in cyclone frequency (Serreze et al., 2000). Several beetle assemblages from eastern Beringia indicate that LGM mean July temperatures in Alaska were cooler (-1 to -4°C) than modern while western Beringia beetle assemblages suggest July temperatures as warm as modern (Elias, 2001). Great amplitude of variability among the sites make the interpretation of climate across eastern Beringia difficult, as not all fossil assemblages that date to the LGM

interval reflect cooling compared to modern temperature averages at the study sites (Elias, 2001). Chironomidae assemblages reconstruction of July temperature suggest mean value about 3.5°C below modern prior 25 K, From ~25.0 to 17.0 cal yr B.P., mean July temperatures from Zagoskin Lake and Burial Lake average 2.3 and 3.8°C colder than today, respectively. Greater continentality across Beringia may explain the main differences between LGM and Holocene climates (Guthrie, 2001). Reconstruction from Viau (2008) based on 47 fossil pollen sites from the North American Pollen Database show July temperature were around 4°C lower during full glacial. Perennial sea ice cover (Bartlein et al., 1998) likely prevented the Arctic Ocean from providing moisture to the North Slope of Alaska. The coldest interval in northern Alaska is related to the early Itkillik II glaciation advance in the Brooks Range from 27-21 ¹⁴C BP (Hamilton et al., 2003). Burial Lake (355 km south-west from study site) proxy data indicate xeric and windy conditions in northern Alaska during LGM (Abott et al., 2010). Based on Chironomidae assemblages, Kurek et al. (2009) report a 3.5°C July temperature cooling during the LGM in Northern Alaska that matches our July temperature reconstruction. The climate reconstructions for the 29.8-17.9 ka BP interval at the Itkillik site show that July temperatures were on average 2-3°C colder than modern, with Poaceae and forbs dominating the vegetation, suggesting drier conditions than episodes dominated with Cyperaceae. The $\delta^{18}\text{O}$ values reaching -30‰ are coherent with the pollen-based climate reconstruction pointing to much colder conditions. The xeric grassland-dominated environment of Itkillik during the Late Wisconsinan is interpreted as a steppe. Tundra environment and woody community are reported in Interior Yukon and southern Alaska (Anderson and Izohkin, 2001). Seasonal contrast is low compared to the previous units, ice

wedges are thinner (< 5 m), suggesting conditions favoring faster eolian sedimentation. The sediment column is characterized by high silt content and low ice content (see cryostatigraphic unit 3 from Kanevskiy et al., 2011). The low seasonal contrast and OC content is indicative of low productivity likely due to cold conditions and short growing seasons (Anderson and Lozhkin, 2001). High sunshine between 29.8-17.9 ka BP indicated drier conditions consistent with increased continentality due to lower sea level during LGM. Winter temperature and precipitation have the greatest controls on $\delta^{18}\text{O}$ values in Alaska and may explain the large $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess anomalies observed over that interval. However, warmer and moister conditions are observed from 22.2 ka BP and could be related to the ice retreat after the regional early Itkillik II glaciation advance (Hamilton et al., 1988).

3.5.4 Late Glacial – Holocene transition (17.9 Ka BP – modern)

Increases in relative abundances of *Betula*, *Salix*, *Populus*, and Ericaceae occurred across eastern Beringia during deglaciation and are related to higher temperatures and precipitation (Ager and Brubaker, 1985). For the Burial Lake site, higher lake level and termination of eolian silt input from 17 ka BP were reported (Abott et al., 2010). Similarly, abrupt slowdown in silt accumulation from 17.1 ka BP (Figure 10), indicates the end of the Itkillik River yedoma buildup. Vegetation shifts over the period from Poaceae to Cyperaceae dominance and moister environment comparable to modern landscape is taking place. These changes are not accompanied by an increase in woody taxa as observed in other regions of eastern Beringia. However, Cyperaceae dominance in the upper part of the pollen spectra is concordant with the modern landscape, essentially colonized by

sedges. $\delta^{18}\text{O}$ anomaly decrease to $> -25\text{‰}$ which is much concordant with modern snow ratio (22.3‰; Sloat, 2014). MAT and isotopic composition of adjacent ice wedge support the presence of more seasonally contrasted, warmer and moister climate. Also, increased organic carbon content indicates higher primary productivity. High volumetric ice content at 0.6-1.5 m is related to the suspended cryostructure typical of the intermediate layer (see cryostratigraphic unit 2 from Kanevskiy et al., 2011). The two available post-LGM pollen samples prevent us from reconstruction climate and ecological change related to short specific events such as the last glacial re-advance during the Itkillik II glaciation and the Dryas intervals. Occurrence of modern epigenetic ice wedges (generation IV, Fig. 13) indicates that these ice wedges formed after the deposition of the host sediments (French and Shur, 2010).

3.6 Conclusion

Paleoenvironmental reconstructions prior to the LGM in eastern Beringia are rare and exhibit chronological uncertainties that make interpretations of regional records challenging (Hopkins, 1982; Anderson and Lozhkin, 2001). The multi-proxy analysis of the Itkillik yedoma exposure provides insights into the northern Alaska climate and ecological changes over 35 ka during the Middle Wisconsinan Interstadial and the following Late Wisconsinan glacial advance (Figure 14). Similar to interior Alaska, the study site has experienced cold conditions before 35 ka BP and a following warmer interval until 30 ka BP. The 35 ka BP Middle-Wisconsinan optimum record at Itkillik is in agreement with reports from both interior Alaska and Yukon. The harshest conditions near

30 ka BP are interpreted as increased continentality related to a rapid lowering of the sea level and glacial advance. Significant climate change occurred only after 15 ka BP.

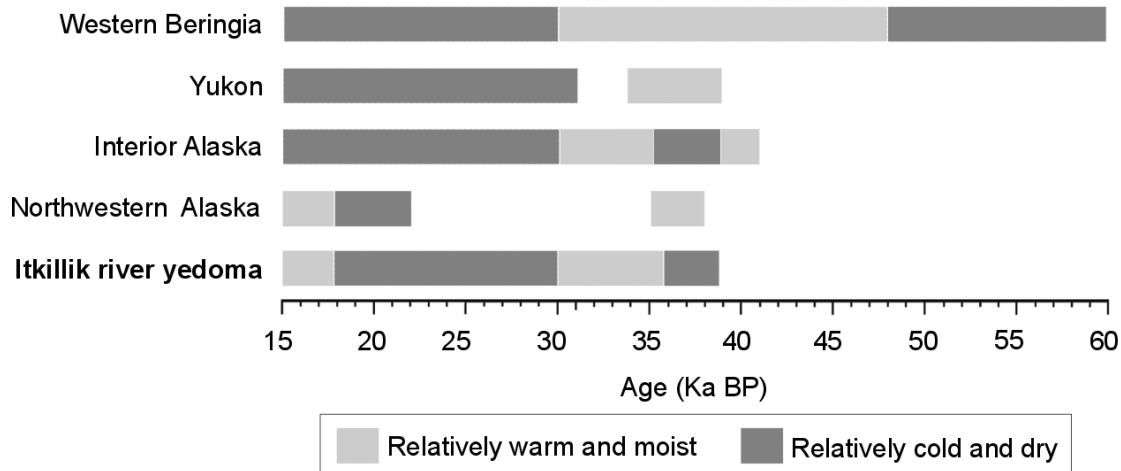


Figure 14. Simplified synthesis of paleoclimate fluctuations of Beringia. Itkillik river yedoma (this study); Northwestern Alaska (Burial Lake, Kurek et al., 2009); Interior Alaska (Fox permafrost tunnel; Begét, 1990, Anderson et Lozhkin, 2001); Yukon (Hamilton et al., 1988); Western Beringia (Wetterich et al., 2014).

Slight timing discrepancies presented in this study highlight the need to improve chronological control of Middle-Wisconsinan records. A better understanding of regional atmospheric circulation patterns and edaphic conditions could enhance the quality of interpretations of the ecological heterogeneity across Beringia during the climate fluctuations related to the Wisconsinan glaciation.

Acknowledgment

This research was supported by NSERC (JT, DF) and the Faculty of Graduate and Postdoctoral Studies of Université de Montréal (LLE). JS acknowledges the German Federal Ministry of Education and Research (grant 01DM12011) and the German National Academic Foundation (Studienstiftung des Deutschen Volkes), ERC grant #338335, and the Initiative and Networking Fund of the Helmholtz Assoc. (#ERC-0013) for financial support. YS and MK acknowledge the National Science Foundation (NSF) grant ARC 1023623. We would like to thank to Daniel Landry for assistance with the pollen extraction methodology, and Anne de Vernal and Olivier Blarquez for comments on an early draft of this manuscript. We greatly appreciate CH2M HILL Polar Services for the logistical support. Special thanks to Amy Breen and Cody Johnson who collected samples of frozen soil and wedge ice from the 35-m-high vertical bluff. We also thank Kevin Bjella for participation in the field work at the study site.

Chapitre 4. Discussion générale

4.1 L'utilisation des yedoma pour reconstituer le paléoenvironnement de la Bérिंगie au Wisconsinien

Ce travail de recherche montre que les yedomas contiennent des archives d'intérêt pour reconstituer les fluctuations du climat et la réponse écologique régionale du biome toundra-steppe au Wisconsinien. L'utilisation de plusieurs indicateurs, de nature biogénique et inorganique, a permis de quantifier des changements dans la composition des assemblages de pollen, du contenu biogéochimique et en glace dans les sédiments et la glace de coins au site de Itkilik.

Les résultats de ces analyses, présentés et discutés au Chapitre 3, ont permis d'observer que la réponse écologique contrastée entre les épisodes dont le climat reconstitué était plus similaire à l'actuel (Unité 3 : l'optimum climatique du milieu du Wisconsinien; Unité 5 : Holocène) et ceux interprétés comme étant plus froid et aride (Unité 1 : début du milieu du Wisconsinien; Unité 4 : Wisconsinien tardif et DGM).

L'environnement associé aux épisodes d'avancées glaciaires (Unité 5 et 2) était surtout dominé par les Poaceae et autres herbacées non graminoides. Aussi, les reconstructions réalisées avec MAT montre que ce signal de la végétation est toujours corrélé à une anomalie négative d'au moins 2°C des températures de juillet et de ~ -2°C pour le contraste saisonnier, alors que l'ensoleillement était plus variable et pouvait être jusqu'à ~ 2% plus élevé comparé aux valeurs moyennes modernes. Les changements climatiques reconstitués

par MAT sont également appuyés par le signal climatique obtenu de l'analyse isotopique. On observe que les conditions climatiques reconstituées dans l'Unité 5 et 2 étaient toujours associées à de fortes anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ ($< -30\text{‰}$), de $\delta^2\text{H}$ ($< -200\text{‰}$) et de *d-excess* ($>10\text{‰}$). Ces épisodes où le climat était plus hostile que l'actuel étaient également accompagnés d'un contenu en carbone organique $< 25\%$ et d'un contenu en glace de $< 60\%$.

À l'inverse, la présence d'horizon de tourbe et la dominance de Cyperaceae lors de l'optimum climatique du milieu du Wisconsinien et de l'Holocène ont permis d'inférer la présence de conditions environnementales plus chaudes et humides. Ces conditions environnementales associées à une plus grande disponibilité en eau (volumes de glace plus élevés) sont appuyés par des anomalies plus faibles d'ensoleillement et de *d-excess*, qui indiquent une hausse des taux d'humidité de surface (Pfahl and Sodemann, 2014). L'accumulation de tourbes fossiles trouvées au site de Itkilik est associé à une forte teneur en glace et à la présence de coins de glace syngénétique très large ($\sim 6\text{m}$) qui suggère un ralentissement de la sédimentation éolienne. La présence de cryostructures suspendues dans l'U2 nous indique que la surface du sol s'est stabilisée (position de la paléo couche active) lors de l'interstade du Wisconsinien moyen où l'aggradation de pergélisol syngénétique était moins importante. Les cryostructures suspendues sont le résultat d'une cryosuccion efficace et soutenue sur de longues périodes (French et Shur, 2001). Cette stabilisation du niveau de surface pourrait résulter d'une modification de la trajectoire des vents ou d'une diminution des sources des sédiments. Ceci appuient également l'idée d'un climat moins aride, plus chaud et plus humide, tel que reconstitué pour l'interstade du

Wisconsinien Moyen. Ces épisodes, ont aussi été corrélés à de plus hautes valeurs en TOC qui laisse croire que les conditions écologiques au site étaient plus propices à l'établissement d'un environnement plus productif.

4.2 Approche méthodologique

Plusieurs études tendent à démontrer que l'utilisation de l'analyse pollinique pour reconstituer la végétation n'est pas un outil assez précis pour quantifier la diversité réelle de la végétation (Willerslev et al. 2014; Wooller et al. 2011). Par contre, cette technique reste fondamentale pour la reconstitution du climat. Contrairement à l'analyse macrofossile, la pluie pollinique représente une végétation régionale qui est souvent plus sensible aux variations du climat (Faegri et Iversen, 1989). Cependant, la méthode standard d'extraction pollinique à l'HF n'est pas conçue pour des sédiments à très forte teneur minérale (e.g. dépôt de yedoma, site archéologique, etc.) et risque d'endommager les grains. Dans le cas des sédiments du yedoma de la rivière Itkillik, les temps d'exposition à l'HF nécessaires pour dissoudre la silice et permettre une visibilité acceptable pour faire les dénombrements abîmaient l'exine des grains au point de rendre leur identification impossible. Considérant les faibles concentrations polliniques recensées, la technique de séparation des grains avec le polytungstate de sodium était donc mieux adaptée aux conditions du site d'étude. L'usage du polytungstate est plus coûteux en termes de temps de préparation et d'équipement, mais ce produit a l'avantage d'être non toxique (calibration de la densité à l'eau) et de pouvoir être réutilisé (filtration à la limite de la solubilité). La manipulation et l'entreposage du produit ne présentent donc pas de risques

en termes de santé et sécurité comparativement à l'HF. Le choix méthodologique dépend donc des moyens financiers, du temps disponible et de la nature des sédiments analysés.

Comme la dominance des herbacées dans la pluie pollinique peut être associée à un large intervalle de tolérance écologique (Anderson and Brubaker, 1994), nous avons dû limiter la région géographique pouvant être considérée comme des analogues potentiels pour la reconstitution du climat. Le choix d'éliminer les sites modernes des prairies et du Groenland s'explique justement par ce signal de végétation similaire qui est associé à un contexte climatique nettement différent de celui de la Béringie lors du Wisconsinien. Dans le cas des prairies, la plus faible latitude et le contexte physiographique génèrent une influence différente des courants atmosphériques et océaniques sur le territoire. Cette région recouverte par les calottes glaciaires lors de la glaciation, n'est donc pas comparable avec le site de Itkillik. D'ailleurs, le climat moderne est beaucoup plus chaud que celui au site de Itkillik. Dans un autre ordre d'idée, le Groenland se trouve dans un contexte climatique plus humide qui ne se compare donc pas avec l'environnement de la Béringie au Wisconsinien, dont le premier critère de différence avec le climat moderne est une continentalité plus prononcée. Or, l'interprétation des résultats de l'analyse pollinique devrait toujours être appuyée par d'autres indicateurs écologiques pour être interprétée adéquatement.

De bons coefficients de détermination et de faible erreur quadratique moyenne ont été quantifiés pour la reconstitution des températures de juillet, de la saisonnalité et pour l'ensoleillement de juillet. Par contre, les valeurs de précipitations, qui auraient été un

autre outil intéressant pour quantifier l'aridité de l'environnement étaient associés à une erreur plus importante que la valeur moderne (figure 15a-c). En effet, les valeurs de précipitation annuelle de 122 mm mesurée à la station à la station météorologique d'*Anaktuvuk River* sont inférieures à l'erreur quadratique moyenne (237.85 mm) (figure 16d). Cette situation se produit fréquemment lors de la reconstitution de la précipitation annuelle avec MAT des sites de l'Arctique (Fréchette et al. 2008; Fréchette et de Vernal, 2009). Sachant que l'aridité est le principal facteur de différence entre les conditions climatiques du LGM par rapport à l'actuel en Béringie, ce problème nuit à l'interprétation écologique.

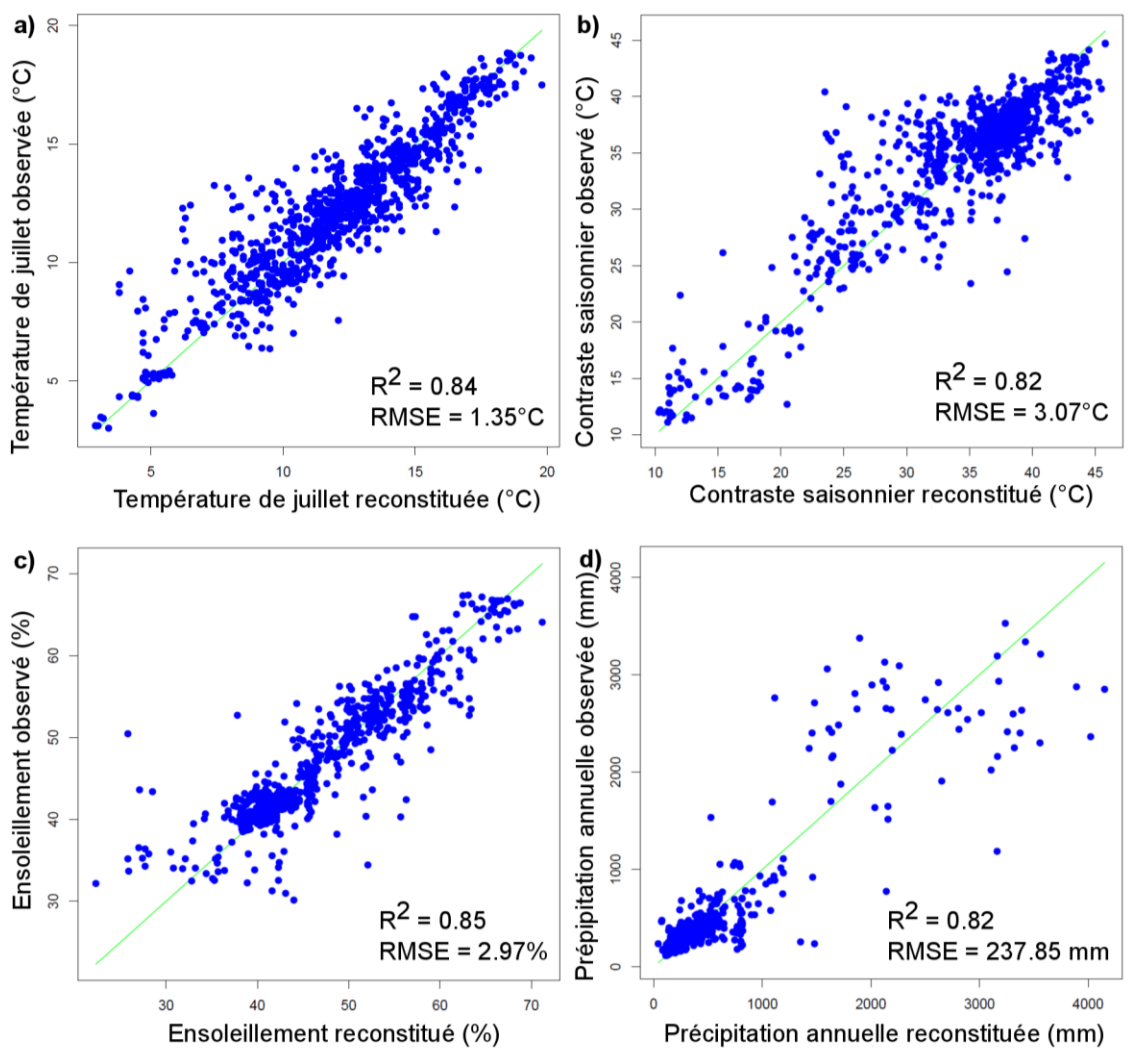


Figure 15. Résultat des tests de validation de MAT basé sur 981 observations. a) Température de juillet; b) contraster saisonnier; c) ensoleillement; d) précipitation. Dans chaque cas, le coefficient de détermination (R^2) et l'erreur moyenne quadratique (RMSE) donnent une indication sur la précision des reconstitutions.

4.3 Limitations

Plusieurs limites sont à prendre en compte afin d'interpréter adéquatement les résultats de reconstitution paléoenvironnementale provenant de sites de yedoma. Premièrement, ces dépôts qui se sont accumulés au Wisconsinien ne peuvent conséquemment qu'être utilisés

pour reconstituer l'environnement de la Béringie durant cette période. Aussi, contrairement aux sites de lacs et de tourbières, les yedomas fournissent un portrait général des conditions environnementales. Ils ne représentent donc pas des sites d'études idéaux pour relater précisément la chronologie d'évènements climatiques ou écologiques.

Les dépôts de yedoma qui sont accumulés sur une échelle de temps qui excède la limite chronologique du radiocarbone sont sujets à de plus grandes incertitudes chronologiques. Ceci pourrait d'ailleurs expliquer le décalage chronologique régional de fluctuations climatiques recensées en Béringie Est. Le choix du site d'étude dépend donc des questions de recherche et de la précision d'analyse nécessaire pour y répondre. D'autres techniques de datation, telles que la thermoluminescence (Wintle et Huntley, 1982), plus coûteuse et plus complexe à réaliser, peuvent cependant être employées. Ce ne fut pas possible pour le site à l'étude en raison de la méthode d'échantillonnage des sédiments.

Il faut aussi considérer les difficultés liées à l'échantillonnage des yedomas. Souvent localisés en régions éloignées et pouvant mesurer jusqu'à 60 m de hauteur (Shirmer et al., 2013), les yedomas ne peuvent souvent pas être échantillonnés à l'aide d'une foreuse sur toute leur profondeur. La logistique du transport d'équipement peut mener à des méthodes d'échantillonnages moins conventionnelles. Ainsi, au site d'Itkillik, l'échantillonnage le long de la paroi de 30 m a été mené de manière discontinue en rappel, car l'éloignement du site ne permettait pas le transport de matériel de forage adéquat. Ces aléas affectent directement le nombre d'échantillons et la précision quant à la profondeur d'où les échantillons peuvent être récoltés sur le terrain. Conséquemment, la reconstitution

du milieu ne pourra jamais être plus précise que la quantité et la qualité des données amassées.

Bien que le pergélisol permette une bonne préservation des indicateurs paléoenvironnementaux, il faut considérer que ce type de sédiments est sujet aux cryoturbations. Dans un contexte de réchauffement actuel ou passé (e.g. l'interstade du milieu du Wisconsinien et l'actuel interglaciaire de l'Holocène), différents processus de dégradation peuvent perturber l'intégrité chronologique et physique des sédiments et indicateurs qu'ils contiennent. Les cryoturbations peuvent entraîner un mélange des sédiments de la couche active et dans le cas d'une face d'exposition telle que retrouvé au site, relocaliser du matériel de thermo érosion en bas de pente. Dans cet ordre d'idée, les inversions dans les âges aux profondeurs de 11 m et 16 m (tableau 5) pourraient être reliées à ce type de phénomène.

4.4 Contribution scientifique

La contribution principale de la présente étude est l'enrichissement des connaissances sur le paléoclimat et l'environnement associé à la glaciation du Wisconsinien dans le nord de l'Alaska. La reconstitution climatique et écologique du site d'Itkillik permet de comparer les résultats obtenus avec d'autres séquences continentales chronologiquement semblables principalement localisées en Béringie Ouest et dans l'intérieur de l'Alaska et du Yukon (Béringie Est). Les résultats de reconstitution du climat obtenus contribuent également à confirmer la valeur des reconstitutions basées sur les grains de pollen, car ils sont

concordants avec le climat de la région principalement reconstitué à partir de restes de Chironomidea.

De manière plus générale, le projet met également en évidence l'intérêt de mener des études multidisciplinaires pour renforcer la validité des reconstitutions paléoécologiques. Il a ainsi été démontré par l'appui de différents indicateurs que des fluctuations climatiques sont survenues dans le nord de l'Alaska au cours de la glaciation du Wisconsinien et que ces dernières sont directement corrélées à des événements recensés et acceptés dans la littérature.

Comme mentionné au Chapitre 1, les séquences marines sont normalement les étalons utilisés pour les reconstitutions climatiques au Pléistocène Supérieur, mais ne représentent pas nécessairement adéquatement l'hétérogénéité écologique régionale des environnements continentaux qui sont affectés, entre autres à cause des éléments topographiques. Les divisions utilisées dans le présent mémoire sont toutefois directement issues des changements de stades isotopiques. Les résultats d'Itkillik sont en général accord avec les changements climatique observés dans les séquences marines et mettent de l'avant l'idée que la paléoocéanographie et la paléoécologie terrestre peuvent être utilisées de manière complémentaire.

Conclusion

Les dépôts de yedoma offrent une opportunité intéressante pour reconstituer le climat et l'écologie passés sur le territoire de la Béringie au cours de la glaciation du Wisconsinien. Bien qu'ils ne permettent pas de mener des études à haute résolution temporelle, ils permettent d'utiliser parallèlement des indicateurs variés de nature organique, biogéochimique, sédimentaire et glaciologique sur une échelle de temps couvrant la glaciation du Wisconsinien.

Les résultats présentés dans ce présent mémoire montrent que le nord de l'Alaska s'est réchauffé jusqu'à atteindre des températures moyennes de juillet et un contraste saisonnier de moins de 1°C plus faible que l'actuel autour de 35 ka BP. Le contenu en glace des sédiments et les valeurs d'ensoleillement plus élevé suggèrent que le climat était plus continental que l'actuel. Vers de 29.8 Ka BP, les taux d'accumulation ralentissent à des valeurs aussi faibles que 0.10 cm yr⁻¹. Les sédiments sont essentiellement de nature minérale, la pluie pollinique qui était dominée par des Cyperaceae est maintenant dominée par les Poacea, *Artemisia* et autres herbes non-graminoïdes. L'anomalie des températures de juillet associé au Wisconsinien tardif, qui inclut le DMG, est d'en moyenne -2 à -3°C (-4°C maximum). À partir de 17.9 ka BP, les températures de juillet et le contraste saisonnier augmentent. La végétation devient moderne et dominée par Cyperaceae. Les valeurs en carbone sont les plus hautes de toute la séquence et le contenu volumétrique en glace dépassant 75% indique la position de la couche active moderne. Les indices biogéochimiques et glaciologiques analysés tout au long de la séquence appuient la reconstitution climatique basée sur les assemblages polliniques. Les résultats présentés

dans ce présent mémoire sont en accord général avec la littérature de la région, notamment des sites de l'intérieur de l'Alaska et du Yukon.

Malgré certaines contraintes méthodologiques et chronologiques, l'analyse des dépôts de yedoma permet de combler une lacune dans la littérature, c'est-à-dire de reconstituer le paléoenvironnement au-delà du DMG à partir de séquence de sédiments terrestres. Ce projet expose donc l'attrait de l'utilisation des yedomas en paléoécologie et ouvre la porte à des études multidisciplinaires plus approfondies dans la Béringie Est, notamment en ce qui a trait aux patrons de circulation atmosphérique et conditions édaphiques pouvant expliquer l'hétérogénéité du paysage de la Béringie à l'échelle régionale au cours des fluctuations climatiques du Wisconsinien. L'historique climatique et écologique reconstitué au site de Itkilik est comparable à d'autres sites situés dans le Nord et de l'Intérieur de l'Alaska, mais diffère des sites de l'intérieur du Yukon et de la Béringie Ouest.

Bibliographie

- Abbott, M.B., Edwards, M.E., and Finney, B.P. (2010). A 40,000-yr record of environmental change from Burial Lake in Northwest Alaska. *Quaternary Research*, Vol. 74, 156–165.
- Abbott, R.J., Smith, L.C., Milne, R.I., Crawford, R. M., Wolff, K., and Balfour, J. (2000). Molecular analysis of plant migration and refugia in the Arctic. *Science*, Vol. 289, 1343-1346.
- Abbott, R.J., Smith, L.C., Milne, R.I., Crawford, R. M., Wolff, K., and Balfour, J. (2000). Molecular analysis of plant migration and refugia in the Arctic. *Science*, Vol. 289, 1343-1346.
- Ager, T.A., Brubaker, L.B. (1985). Quaternary palynology and vegetational history of Alaska, in: Bryant, Jr.V.M., Holloway, R.G. (Eds.), *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 353–384.
- Alfimov, A.V. and Berman, D.I. (2001). Beringian climate during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, 127–134. doi:10.1016/S0277-3791(00)00128-1
- American Meteorological society (2005). Wind Driven Surface Currents: Gyres Background [Carte]. Repéré à URL <http://oceanmotion.org/html/background/wind-driven-surface.htm>
- Anderson, P.M. (1985). Late quaternary vegetational change in the Kotzebue sound area, Northwestern Alaska. *Quaternary Research*, Vol. 24, 307-321.

- Anderson, P.M. (1988). Late quaternary pollen records from the Kobuk and Noatak river drainages, Northwestern Alaska. *Quaternary Research*, Vol. 29, 263-276.
- Anderson, P. M. Reanier, R.E. and Brubaker, L.B. (1988). Late quaternary vegetation history of the Black river region in northeastern Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 25, 84-94.
- Anderson, P.M. and Brubaker, L.B. (1994). Vegetation history of northcentral Alaska: A mapped summary of late-quaternary pollen data. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 13, 71-92. doi:10.1016/0277-3791(94)90125-2
- Anderson, P.M., and Lozhkin, A.V. (2001). The Stage 3 interstadial complex (Karginskii/middle Wisconsinan interval) of Beringia: variations in paleoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, 91-125.
- Anderson, P.M., Edwards, M.E. and Brubaker, L.B. (2004). Result and paleoclimate implication of 35 years of paleoecological research in Alaska. *Developments in Quaternary Science*, Vol. 1, 427-440.
- Andreev, A.A., Grosse, G., Schirrmeister, L., Kuzmina, S.A., Novenko, E.Y., Bobrov, A.A., Kunitsky, V.V. (2004). Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia). *Boreas*, Vol. 33, 319-348. doi:10.1111/j.1502-3885.2004.tb01244.x
- Andreev, A.A., Schirrmeister, L, Siegert, C, Bobrov, A.A., Demske, D., Seiffert, M. and Hubberten H.-W. (2002). Paleoenvironmental Changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary - Evidence from Pollen Records of the Bykovsky Peninsula. *Polarforschung*. Vol. 70, 13-25.

- Andreev, A.A., Siegert, C., Klimanov, V.A., Derevyagin, A.Y., Shilova, G.N., et Melles, M. (2002). Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quaternary Research*, Vol. 57, 138–150. doi:10.1006/qres.2001.2302
- Astakhov, V. (2001). The stratigraphic framework for the Upper Pleistocene of the glaciated Russian Arctic: changing paradigms. *Global and Planetary Change*, Vol.3, 283-295.
- Anthony, K.W., Zimov, S.A., Grosse, G., Jones, M.C., Anthony, P.M., Chapin III, F.S., Finlay, J.C., Mack, M.C., Davydov, S., Frenzel, P. and Frolking, S. (2014). A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch. *Nature*, Vol. 511, 452-456. doi:10.1038/nature13560
- Bartlein, P.J., Anderson, P.M., Edwards, M.E. and McDowell, P.F. (1991). A framework for interpreting paleoclimatic variations in Eastern Beringia. *Quaternary International*, Vol. 10, 73-83. doi:10.1016/1040-6182(91)90041-L
- Begét, J. (1990). Middle Wisconsinan climate fluctuations recorded in central Alaskan loess. *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 44, 3-13. doi:10.7202/032793ar
- Bender, M. L. (2013). *Paleoclimate (Princeton Primers in Climate)*. Princeton University Press, Woodstock, Chapitre 9, 173-234.
- Berger, A., and Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 10, 297-317.
- Berglund, B. E. (1987). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Caldwell, N.J. *The Blackburn Press*.

- Blaauw, M., et Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, Vol. 6, 457-474.
- Boggs, K., T.V. Boucher, T.T. Kuo, D. Fehringer and S. Guyer. (2012). Vegetation map and classification: Northern, Western and Interior Alaska. Alaska Natural Heritage Program, *University of Alaska Anchorage*, Anchorage. 88 p.
- Brigham-Grette, J., Lozhkin, A.V., Anderson, P.M. and Glushkova, O.Y. (2004) Paleoenvironmental conditions in Western Beringia before and during the Last Glacial Maximum. In Madsen, D. B. (2004). *Entering America: Northeast Asia and Beringia before the last glacial maximum*. University of Utah Press, Salt Lake City, 29-61.
- Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Edwards, M.E. and Lozhkin, A.V. (2005). Beringia as a glacial refugium for boreal trees and shrubs: new perspectives from mapped pollen data. *Journal of Biogeography*, Vol. 32, 833–848. doi: 10.1111/j.1365-2699.2004.01203.x
- Campbell, I.D., McDonald, K., Flannigan, M.D. and Kringayark, J. (1999). Long-distance transport of pollen into the Arctic. *Nature*, Vol. 399, 29-30.
- Carter, L.D. (1988). Loess and deep thermokarst basins in Arctic Alaska. Proceedings of the *Fifth International Conference on Permafrost*, Tapir publishers, Trondheim, 2-5 august, 1988, Norway, 706–711.
- Clark, P. U. and Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 21, 1-7.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. and McCabe, A.M. (2009). The last glacial maximum. *Science*. Vol. 325, 710-714.

- Clark, P.U., Shakun, J.D., Baker, P.A., Bartlein, P.J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A.E., Cheng, H., Kaufman, D.S., Liu, Z., Marchitto, T.M., Mix, A.C., Morill, C., Otto-Bliesner, B.L., Pahnke, K., Russell, J.M., Witlock, C., Adkins, J.F, Blois, J.L., Clark, J., Colman, S.M., Curry, W.B., Flower, B.P., He, F., Johnson, T.C., Lynch-Stieglits, J., Margraf, V., McManus, J., Mitrovica, J.X., Moreno, P.I. Williams, J.W. (2012). Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 109, 1134-1142.
- Cohen K. M. et Gibbard, P. (2011). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (*International Commission on Stratigraphy*), Cambridge, England.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus A*, Vol. 16, 436-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Møller, J. et Langway, C. C. (1969). One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*, Vo. 166, 377-380.
- DiMaggio E. N., Campisano C. J., Rowan J., Dupont-Nivet G., Deino A. L., Bibi F., Alan L., Lewis M. E., Souron A., Garello D., Werdelin L., Reed K. E., Arrowsmith J. R. (2015). Late Pliocene fossiliferous sedimentary record and the environmental context of early Homo from Afar, Ethiopia. *Science*. Vol. 347, 1355-1359. doi:10.1126/science.aaa1415
- Dorfman, J. M., Stoner, J. S., Finkenbinder, M. S., Abbott, M. B., Xuan, C. and St-Onge, G. (2015). A 37,000-year environmental magnetic record of aeolian dust deposition from Burial Lake, Arctic Alaska. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 128, 81-97.
- Dutta, K. (2006). Potential carbon release from permafrost soils of Northeastern Siberia. *Global Change Biology*, Vol. 12, 2336-2351.

- Edwards, M.E., Anderson, P.M., Garfinkel, H.L. and Brubaker, L.B. (1985). Late Wisconsin and Holocene vegetational history of the upper Koyukuk region, Brooks Range, AK. *Canadian Journal of Botany*, Vol. 63, 616-626.
- Elias, S.A. (2001). Mutual climatic range reconstructions of seasonal temperatures based on Late-Pleistocene fossil beetle assemblages in Eastern Beringia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, 77-91.
- Elias, S.A. and Brigham-Grette, J. (2006). Late Pleistocene glacial events in Beringia. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, London, 1057-1066.
- Elias, S.A. and Brigham-Grette, J. (2013). Late Pleistocene glacial events in Beringia. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Second Edition, Elias SA, Mock CJ (eds). Elsevier: Amsterdam, Vol. 2, 191-201.
- Fægri, K. and Iversen, J. 1989. Text Book of Pollen Analysis (4th edition). John Wiley and Sons, New York, ISBN 0, 471(92178), 5.
- Finkenbinder, M. S., Abbott, M. B., Finney, B. P., Stoner, J. S., and Dorfman, J. M. (2015). A multi-proxy reconstruction of environmental change spanning the last 37,000 years from Burial Lake, Arctic Alaska. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 126, 227-241.
- Finlayson, C. (2005). Biogeography and evolution of the genus Homo. *Trends in Ecology et Evolution*, Vol. 20, 457-463.
- Fortier, D., and Allard, M. (2004). Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian arctic archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol.41, 997-1012.

- Fortier, D., Allard, M., & Pivot, F. (2006). A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic. *The Holocene*, Vol. 16, 635-646.
- Fréchette, B. and de Vernal, A.. (2009). Relationship between Holocene climate variations over southern Greenland and eastern Baffin Island and synoptic circulation pattern, *Climate of the Past*, 5, 347-359, GEOTOP publication n°2009-0013.
- Fréchette, B., de Vernal, A., Guiot, J., Wolfe, A.P., Miller, G.H., Fredskild, B., Kerwin, M.W. and Richard, P.J. (2008). Methodological basis for quantitative reconstruction of air temperature and sunshine from pollen assemblages in Arctic Canada and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, 1197-1216.
- Fréchette, B. and de Vernal, A. (2013). Evidence for large-amplitude biome and climate changes in Atlantic Canada during the last interglacial and mid-Wisconsinan periods. *Quaternary Research*, Vol. 79, 242-255.
- French, H. and Shur, Y (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*. Vol. 101, 190-206.
- Froese D.G., Westgate, J.A. Sanborn, P.T., Reyes, A.V. and Pearce, N.J.G. (2009). The Klondikes goldfields and Pleistocene environments of Beringia. *GSA Today*. Vol 19, 4-10.
- Gardner, W.H. and Klute, A. (1986). Water content. *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, 493-544.
- Gavin, D.G., Oswald, W.W., Wahl, E.R. and Williams, J.W. (2003). A statistical approach to evaluating distance metrics and analog assignments for pollen records. *Quaternary Research*, 60, 356-367.

- Gibbard, P.L. and West, R.G. (2000). Quaternary chronostratigraphy: the nomenclature of terrestrial sequences. *Boreas*, Vol. 29, 329-336.
- Gibbard, P.L., S. Boreham, K.M., Cohen and Moscariello, A. (2007). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2007b. Subcommission on Quaternary Stratigraphy, Department of Geography, University of Cambridge, Cambridge, England. Repéré à URL http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT_v2007b_small.jpg
- Grimm, E. C. (1987). CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, Vol. 13, 13-35.
- Grosse, G., Robinson, J.E., Bryant, R., Taylor, M.D., Harper, W., DeMasi, A., Kyker-Snowman, E., Veremeeva, A., Schirrmeister, L., and Harden, J., (2013). Distribution of late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of the Yedoma Suite in east and central Siberia, Russia: U.S. Geological Survey Open File Report 2013-1078, 37p.
- Grosse, G., Schirrmeister, L., Siegert, C., Kunitsky, V.V., Slagoda, E.A., Andreev, A.A., and Dereviagn, A.Y.. (2007) Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in northeast Siberia during the Late Quaternary. *Geomorphology*, Vol. 86, 25–51.
- Gubin, S.V. (2002). Pedogenesis – a component of mechanism of the late Pleistocene Ice complex formation. *Earth Cryosphere*, Vol.VI, No. 3, 82-91 [en russe].
- Guiot and Gally. (2014). R Package : bioindic. Repéré à URL <https://www.eccorev.fr/spip.php?article389>
- Guthrie, R.D. (1990). Frozen fauna of the mammoth steppe: The Story of Blue Babe. *Chicago University*. ISBN: 0226311236, 9780226311234, 323p.

- Guthrie, R.D. (2001). Origin and causes of the mammoth steppe: a story of cloud cover, woolly mammal tooth pits, buckles, and inside-out Beringia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, 549–574.
- Hamilton, T.D., Craig, J.L. and Sellmann, P.V. (1988). The Fox permafrost tunnel: a late Quaternary geologic record in central Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 100, 948-969.
- Hamilton T.D. and Fulton R.J. (1994). Middle and Late Wisconsin environments of Eastern Beringia. In: Bonnichsen R, Frison GC, and Turnmire K (eds.) *Ice-Age Peoples of North America*. College Station, TX: *Texas A&M University Press*.
- Hamilton, T.D. (2003). Surficial Geology of the Dalton Highway (Itkillik-Sagavanirktok Rivers) Area, Southern Arctic Foothills, Alaska. *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Professional Report*, Vol. 121, Alaska, 32 p.
- Hoefs, J. (2008). *Stable isotope geochemistry*. Springer Science et Business Media.
- Hopkins, D.M. (1982). Aspects of the paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene. In: Hopkins, D.M., Matthews Jr., V., Schweger, C.E., Young, S.B. (Eds.), *Paleoecology of Beringia*. Academic Press, New York, USA, 3-28.
- Horita, J., Ueda, A., Mizukami, K. and Takatori, I. (1989). Automatic δD and $\delta^{18}O$ analyses of multi-water samples using H_2 -and CO_2 -water equilibration methods with a common equilibration set-up. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 40, 801-805.
- Hovan, S.A., Rea, D.K., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. (1989). A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}O$ records: aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, Vol. 340, 296–298

- Hu, A., Meehl, G.A., Otto-Bliesner, B.L., Waelbroeck, C., Han, W., Loutre, M.F., Lambeck, K., Mitrovica, J.X. and Rosenbloom, N. (2010). Influence of Bering Strait flow and North Atlantic circulation on glacial sea-level changes. *Nature Geoscience*, Vol. 3, 118-121.
- Hulten, E. (1937). Outline of the history of Arctic and Boreal biota during the Quaternary period. Stockholm: *Bokffrlags Thule*.
- Ivanov, O.A. (1972). Stratigraphy and correlation of Neogene and Quaternary deposits in subarctic plains of East Yakutia. *Problems of the Quaternary Period Study*. Moscow, *Nauka*, 202-211 [en russe].
- Jackson, S. T. and Williams, J. W. (2004). Modern analogs in Quaternary paleoecology: here today, gone yesterday, gone tomorrow?, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 32, 495-537.
- Jensen, B.J.L., Reyes, A.V.R., Froese, D.G., and D. Stone. (2013). The Palisades is a key reference site for the middle Pleistocene of eastern Beringia: new evidence from paleomagnetism and regional tephrostratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 63, 91-108.
- Jorgenson, T., Yoshikawa, K., Kanevskiy, M., Shur, Y., Romanovsky, V., Marchenko, S., Grosse, G., Brown, J., and Jones, B. 2008. Permafrost Characteristics of Alaska. In: Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, extended abstracts. June 29 - July 3, 2008, Fairbanks, Alaska. Kane, D.L. & Hinkel, K.M. (eds). Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks: 121-122.
- Juggins, S. (2007). C2 Version 1.5: software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. *University of Newcastle, Newcastle upon Tyne*.

- Kane, D.L., Youcha, E.K., Stuefer, S.L., Myerchin-Tape, G., Lamb, E., Homan, J.W., Gieck, R.E., Schnabel, W.E., and H. Toniolo. (2014). Hydrology and Meteorology of the Central Alaskan Arctic: Data Collection and Analysis, Final Report. University of Alaska Fairbanks, Water and Environmental Research Center, Report INE/WERC 14.05, Fairbanks, Alaska, 168 pp.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M. T. and Stephani, E. (2011). Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (Yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure. *Quaternary Research*, Vol. 75, 584-596.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Strauss, J., Jorgenson, T., Fortier, D., Stephani, E. and Vasiliev, A. (2016). Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska. *Geomorphology*, Vol. 253, 370-384.
- Kaplina, T.N., 1981. History of permafrost sediments of northern Yakutia in Late Cenozoic. In: Dubikov, G.I., Baulin, V.V. (Eds.), History of Developing of Permafrost Sediments of Eurasia. *Nauka*, Moscow, 153-181 [en russe].
- Kaufman D.S., Young, N.E., Briner, J.P., and Manley, W.F. (2011) Alaska Palaeo Glacier Atlas version 2. In: Ehlers J and Gibbard PL (eds.) Quaternary Glaciations Extent and Chronology, Part IV: A Closer Look. *Developments in Quaternary Science*.
- Kienast, F., Wetterich, S., Kuzmina, S., Schirrmeister, L., Andreev, A. A., Tarasov, P., Nazarova, L., Kossler, A., Frolova, L., and Kunitsky, V.V. (2011). Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 30, 2134-2159.
- Kind, N.V., (1975). Glaciations in the Verkhoyansk Mountains and their place in the radiocarbon geochronology of the Siberian Late Anthropogene. *Biuletyn Peryglacjalny*, Vol. 2, 41-54.

- Kunitsky, V. V. (2007). Nival lithogenesis and Ice Complex on the territory of Yakutia. *Original Doctoral Dissertation Thesis, Permafrost Institute Yakutsk*. [en russe]
- Kurek, J., Cwynar, L.C., Ager, T.A., Abott, M.B. and Edwards, M.E. (2009). Late Quaternary paleoclimate of western Alaska inferred from fossil chironomids. *Quaternary Science Reviews*. 1-13. doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.001.
- Lacelle, D. (2011). On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 22, 13-25.
- Lachniet, M. S., Lawson, D. E., and Sloat, A. R. (2012). Revised C-14 dating of ice wedge growth in interior Alaska (USA) to MIS 2 reveals cold paleoclimate and carbon recycling in ancient permafrost terrain. *Quaternary Research* 78, 217-225.
- Lambeck, K., Esat, T.M., and Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, Vol. 419, 199-206. doi:10.1038/nature01089
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., et Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol.111, 15296-15303.
- Landry, D. (2011). La néolithisation dans la région de Montréal depuis le Sylvicole moyen tardif : apport archéopalynologique (Mémoire de maîtrise, Université de Montréal). Repéré à URL <https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/handle/1866/9814>
- Levin, H. L. (2009). The earth through time. John Wiley et Sons.
- Lisiecki, L. E., et Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, Vol. 20, PA1003.

- Livingstone, D. A. (1955). Some pollen profiles from arctic Alaska. *Ecology*, Vol. 36, 587-600.
- Mann, D.H. and Hamilton, T.D. (1995) Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the north Pacific coast. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 14, 449–471.
- Mann, D.H., Groves, P., Reanier, R.E., Gaglioti, B.V., Kunz, M.L. and Shapiro, B. (2015). Life and extinction of megafauna in the ice-age Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 112, 14301-14306.
- Matheus, P., Begét, J., Mason, O. and Gelvin-Reymiller, C. (2003). Late Pliocene to late Pleistocene environments preserved at the Palisades Site, central Yukon River, Alaska. *Quaternary Research*, Vol. 60, 33-43.
- Matthews Jr., J.V. (1974). Wisconsin Environment of Interior Alaska: Pollen and Macrofossil Analysis of a 27 Meter Core from the Isabella Basin (Fairbanks, Alaska). *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 11, 828–841. doi:10.1139/e74-083
- McDowell, P.F. and Edwards, M.E. (2001). Evidence of Quaternary climatic variations in a sequence of loess and related deposits at Birch Creek, Alaska: implications for the Stage 5 climatic chronology. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, 63–76. doi:10.1016/S0277-3791(00)00131-1
- Merlivat, L. and Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, 5029-5033.
- Meyer, H., Schönicke, L., Wand, U., Hubberten, H.W. and Friedrichsen, H. (2000). Isotope studies of hydrogen and oxygen in ground ice-experiences with the equilibration technique. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, Vol. 36, 133-149.

- Meyer, H., Derevyagin, A.Y., Siegert, C. and Hubberten, H.-W. (2002). Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, north Siberia - Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice: *Polarforschung*, Vol. 70, 37–51.
- Milne, G.A. and Mitrovica, J.X. (2008) Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, 2292–2302.
- Muhs, D. R. and Bettis, E. A. (2003). Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Special Papers-Geological Society of America*, Vol. 370, 53-74.
- Murton, J.B., Goslar, T., Edwards, M.E., Bateman, M.D., Danilov, P.P., Savvinov, G.N., Gubin, S.V., Ghaleb, B., Haile, J., Kanevskiy, M., Lozhkin, A.V., Lupachev, A.V., Murton, D.K., Shur, Y., Tikhonov, A., Vasil'chuk, A.C., Vasil'chuk, Y.K. and Wolfe, S.A. (2015). Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 26, 208–288.
- National Snow and Ice Data Center. "All About Frozen Ground." National Snow and Ice Data Center. (2016). <https://nsidc.org/cryosphere/frozenground>.
- Nagaoka, D. (1993). Properties of Ice Complex deposits in eastern Siberia. *In Proceedings of the Second Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia*, 14-18.
- Nowacki, G., Spencer, P., Fleming, M., Brock, T and Jorgenson, T. Ecoregions of Alaska: 2001. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-297 (map). [Metadata] [Region Descriptions] [JPG] [ARCEXport] (1.6Mb) [Shape] (3.3Mb).
- Overpeck, J.T., Webb, T.I.I.I. and Prentice, I.C. (1985). Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Research*, Vol. 23, 87-108.

- Pewe, T.L. (1955). Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 66, 699-724.
- Perego, U.A., Achilli, A., Angerhofer, N., Accetturo, M., Pala, M., Olivieri, A., Kashani, B.H., Richie, K.H., Scozzari, R., Kong, Q.-P., Myres, N.M., Salas, A., Semino, O., Brandelt, H.-J., Woodward, S.R., Torroni, A. (2009). Distinctive Paleo-Indian migration routes from Beringia marked by two rare mtDNA haplogroups. *Current biology*, Vol. 19, 1-8.
- Pfahl, S. and Sodemann, H. (2014). What controls deuterium excess in global precipitation?. *Climate of the Past*, Vol. 10, 771-781.
- Richard, P.J.H. et Grondin, P. (2009). Histoire postglaciaire de la végétation, pp. 170-176, in Chapitre 4, Saucier et al., « Écologie forestière », pp. 165-316, in Ordre des ingénieurs forestiers du Québec, Manuel de foresterie, 2^e édition, Ouvrage collectif, Éditions MultiMondes, Québec, 1510 p.
- Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Staff, R., Turney, C. and Van Der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, Vol. 55. doi: 10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Reyes, A.V., Zazula, G.D., Kuzmina, S., Ager, T.A. and Froese, D.G. (2011). Identification of last interglacial deposits in eastern Beringia: a cautionary note from the Palisades, interior Alaska. *Journal of Quaternary Science*. 26, 345-352.

- Reyes, A.V., Jensen, B.J.L., Zazula, G.D., Ager, T.A., Kuzmina, S., La Farge, C., Froese and D.G. (2010). A late-Middle Pleistocene (Marine Isotope Stage 6) vegetated surface buried by Old Crow tephra at the Palisades, interior Alaska: *Quaternary Science Reviews*, 29, 801-811.
- Rodriguez-Rajo, F.J., Me´ndez, J. and Jato, V. (2005). Factors affecting pollination ecology of *Quercus* anemophilous species in north-west Spain. *Botanical Journal of the Linnean Society*, Vol. 149, 283-297.
- Romanovskii, N.N. (1977). Formation of Polygonal-Wedge Systems, p.214. *Novosibirsk: Nauka* [en russe].
- Romanovskii, N.N. (1993). Principles of Cryogenesis in the Lithosphere [Osnovy Kriogeneza Litosfery]. *Izdatelstvo Moscow State University*: Moscow.
- Ruhe, R.V. (1983). Depositional environment of late Wisconsin loess in the mid-continental United States. In: Porter, S.C. (Ed.), *Later Quaternary Environments of the United States. University of Minnesota Press*, Minneapolis, 130–137.
- Sanborn, P.T., Smith, C.A.S., Froese, D.G., Zazula, G.D. and Westgate, J.A. (2006) Full-glacial paleosols in perennially frozen loess sequences Klondike goldfields, Yukon Territory, Canada. *Quaternary Research*, Vol. 66, 147-157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2006.02.008>.
- Sawada, M., Viau, A., Vettoretti, G., Peltier, W.R., Gajewski, K., 2004. Paleoclimate model-data comparison for 6 ka. *Quaternary Science Review*, Vol. 23, 225-244.
- Shapiro, B., and Cooper, A. (2003) Beringia as an Ice Age genetic museum. *Quaternary Research*, Vol. 60, 94–100. [http://dx.doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00009-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00009-7).

- Schirrmeister, L., Froese, D., Tumskey, V., Grosse, G. and Wetterich, S. (2013). Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia. *Encyclopedia of Quaternary Science. 2nd edition*, Amsterdam, Elsevier, 3888 p., 542-552. ISBN: 978-0-444-53643-3 . doi: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00106-0.
- Schirrmeister, L., Kunitsky, V., Grosse, G., Wetterich, S., Meyer, H., Schwamborn, G., Babi, O., Derevyagin and Siegert, C. (2011). Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands—a review. *Quaternary International*, Vol. 241, 3-25.
- Schirrmeister, L., Siegert, C., Kunitzky, V.V., Grootes, P.M. and Erlenkeuser, H. (2002). Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in northern Siberia. *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 91, 154-167.
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin III, F.S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T. and Barry, R.G.. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climate Change*, Vol. 46, 159-207
- Shapiro, B. and Cooper, A. (2003) Beringia as an Ice Age genetic museum. *Quaternary Research*, Vol. 60, 94–100. [http://dx.doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00009-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00009-7).
- Sher, A.V., Kuzmina, S.A., Kuznetsova TV, and Sulerzhitsky LD (2005) New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24, 533-569. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.09.007>.
- Shur Y.L. (1988). The upper horizon of permafrost soils. Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. Tapir Publishers, Trondheim: Norway, Vol. 1, 867-871.

- Shur, Y., French, H.M., Bray, M.T., and Anderson, D.A. (2004), Syngenetic permafrost growth - Cryostratigraphic observations from the CRREL tunnel near Fairbanks, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 15, 339-347.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. and Kanevskiy M.Z. (2011). Permafrost. In Encyclopedia of Earth Sciences Series, Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers, Singh VP, Singh P, Haritashya UK (eds). Springer: Netherlands: 841-848. DOI: 10.1007/978-90-481-2642-2.
- Siegert, M.J., Dowdeswell, J.A., Hald, M. and Svendsen, J. (2001). Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global Planetary Change*. Vol. 31, 367-385. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00130-8
- Simpson, G. L. (2007). Analogue methods in palaeoecology: using the analogue package. *Journal of Statistical Software*, 22, 1-29.
- Slagoda, E.A. (1993). Genesis and microstructure of cryolithogenic deposits at the Bykovsky Peninsula and the Muostakh Island. *Unpublished dissertation thesis. Russian Academy of Science, Siberian Branch, Permafrost Institute Yakutsk*, p.218. [en russe]
- Sloat, A. (2013). Modern to Late Pleistocene Stable Isotope Climatology of Alaska" (2014). *UNLV Theses/Dissertations/Professional Papers/Capstones*. Paper 2143. <http://digitalscholarship.unlv.edu/thesesdissertations/2143>
- Strauss, J., Y. Shur, M. Kanevskiy, D. Fortier, K. Bjella, A. Breen and C. Johnson (2012) "Expedition Alaskan North Slope / Itkillik 2012", in Strauss, J. , M. Ulrich, M. Buchhorn, M. : "Expeditions to permafrost 2012 : Alaskan North Slope/Itkillik, Thermokarst in Central Yakutia, and EyeSight-NAAT-Alaska", Reports on polar and marine research, Bremerhaven, *Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*, 655 , 3-28.

- Strauss, J., Schirrmeister, L., Wetterich, S., Borchers, A. and Davydov, S.P. (2012). Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB3003. doi:10.1029/2011GB004104.
- Strauss, J. (2013). The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1-6.
- Strauss, J., Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S., Ulrich, M., Herzschuh, U., and Hubberten, H-W. 2013. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska. *Geophysical Research Letters* 40, 6165-6170. doi: 10.1002/2013GL058088.
- Swanson, D.K. (2006). Biogeographical evidence for the grass (Poaceae) species of Pleistocene Beringian lowlands. *Arctic*. Vol. 59, 191-200.
- Tomirdiario, S.V. (1980). Lyossovo-ledovaya formatsiya Vostochnoy Sibiri v Pozdnem Pleistotsene i Golotsene [Loess-ice formation of East Siberia during the Late Pleistocene and Holocene]. Nauka, Moscow, 184 pp. [en russe].
- Tomirdiario, S.V., and Chyornen'kiy, B.I. (1987). Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoy Arktiki i Subarktiki. [Cryogenic-eolian sediments of East Arctic and Subarctic]. Nauka, Moscow, 196 pp. [en russe].
- Ulrich, M., Grosse, G., Strauss, J. and Schirrmeister L. (2014). Quantifying Wedge-Ice Volumes in Yedoma and Thermokarst Basin Deposits, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 25, 151–161. doi: 10.1002/ppp.1810
- Velichko, A.A. and Nechaev, V.P. (2005). Cenozoic climatic and environmental changes in Russia. Geological Society of America, 226 p.

- Viau, A. E., Gajewski, K., Sawada, M. C. and Bunbury, J. (2008). Low-and high-frequency climate variability in eastern Beringia during the past 25 000 years. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 45, 1435-1453.
- Viereck, L.A., Dyrness, C.T., Batten, A.R. and Wenzlick, K. J. (1992). The Alaska vegetation classification, p. 278. Portland, OR, USA: US Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.
- Villmoare B., Kimbel W.H., Seyoum C., Campisano C.J., DiMaggio E.N., Rowan J., Braun D.R., Arrowsmith R.J. and Reed K.E. (2015). Early Homo at 2.8 Ma from Ledi-Geraru, Afar, Ethiopia. *Science*. Vol. 347, 1352-1355. doi:10.1126/science.aaa1343
- Von Toll, E., 1895, Die fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammuthleichen — Wissenschaftliche Resultate des Yanalandes und der Neusibirischen Inseln [The fossil ice horizons and their correlation to mammoth remains—Scientific results from the Yana land and the New Siberian Islands], *tersbourg, Imperatorskaja Akademija Nauk*. Vol. 17, 1–86. [en allemand].
- Wang, X.-C., et Geurts, M.-A. (1991). Late Quaternary Pollen Records and Vegetation History of the Southwest Yukon Territory: A Review. *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 45, 175. doi:10.7202/032859ar
- Wetterich, S., Kuzmina, S., Andreev, A. A., Kienast, F., Meyer, H., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T. and Sierralta, M. (2008). Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, northeast Siberia, Russia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, 1523-1540.
- Wetterich, S., Tumskey, V., Rudaya, N., Andreev, A. A., Opel, T., Meyer, H., Schirrmeister, L. and Hüls, M. (2014). Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 84, 39-55.

- Wintle, A.G. and Huntley, D.J. (1982). Thermoluminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 1, 31-53.
- Whitmore, J., Gajewski, K., Sawada, M., Williams, J.W., Shuman, B., Bartlein, P. et al., (2005). Modern pollen data from North America and Greenland for multi-scale paleoenvironmental applications. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 24, 1828-1848.
- Willerslev E, Davison J, Moora M, Zobel. M., Coissac, E., Edwards, M., Lortergard. M., Gussarova, G., Hail, J., Craine, J., Gielly, L., Boessenkool, S., Epp, L.S., Pearman, P.B., Cheddadi, R., Murray, D., Braten, K.A., Yoccoz, N., Binney, H., Cruaud, C., Wincker, P., Goslar, T., Also, I.G., Bellemain, E., Brysting, A.K., Elven, R., Sønstebo, J.H., Murton, J., Sher, A., Rasmussen, M., Rønn, R., Mourier,, T., Cooper, A., Austin, J., Möller, P., Froese, D., Zazula, G., Pompanon, F., Rioux, D., Niderkorn, V., Tikhonov, A., Savvinov, G., Roberts, R.G., MacPhee, R.D.A., Gilbert M.T.P., Kjaer, K.H., Orlando, L., Brochmann, C. and Taberlet, P. (2014). Fifty thousand years of Arctic vegetation and megafaunal diet. *Nature*. Vol. 506, 47-51.
- Wolff, E.W. (2008). What is the “present”? *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26, 3023-3024.
- Wooller, M.J., Zazula, G.D., Blinnikov, M., Gaglioti, B.V., Bigelow, N.H., Sanborn, P., Svetlana, K. and La Farge, C. (2011). The detailed palaeoecology of a mid-Wisconsinan interstadial (ca. 32 000 14C a BP) vegetation surface from interior Alaska. *Journal of Quaternary Science*, 26, 746-756. doi:10.1002/jqs.1497
- Wooller, M.J., Zazula, G.D., Edwards, M., Froese, D.G., Boone, R.D., Parker, C., and Bennett, B. (2007). Stable Carbon Isotope Compositions of Eastern Beringian Grasses and Sedges: Investigating Their Potential as Paleoenvironmental Indicators. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol.39, 318-331.

- Yurtsev, B.A. (1982). Relics of the xerophyte vegetation of Beringia in northeastern Asia. *Paleoecology of Beringia*, Vol. 157, 177.
- Zazula, G.D. (2002). Full-glacial macrofossils, paleoecology and stratigraphy of the Bluefish Exposure, northern Yukon. Unpublished M.A. thesis, University of Alberta, Canada, p.195.
- Zazula, G.D., Froese, D.G., Elias, S.A., Kuzmina, S. and Mathewes, R.W. (2007) Arctic ground squirrels of the mammoth-steppe: Paleoecology of Late Pleistocene middens (24 000–29 450 14C yr BP), Yukon Territory, Canada. *Quaternary Science Reviews* 26: 979–1003. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.12.006.
- Zazula, G.D., Froese, D.G., Elias, S.A., Kuzmina, S., and Mathewes, R.W. (2011). Early Wisconsinan (MIS 4) arctic ground squirrel middens and a squirrel-eye view of the mammoth-steppe: *Quaternary Science Reviews*, Vol. 33, 2220-2237.

Annexe I

Protocole d'extraction du pollen au polytungstate de sodium (Modifié de Landry, 2011)

- 1- Dans un tube de 15 ml en polypropylène, mettre de 1 à 3 cc⁻¹ de matériau prélevé à l'emporte-pièce ou par déplacement d'eau. Ajouter un marqueur exotique (noter la quantité incorporé et la concentration).
- 2- Ajouter 8 à 10 ml de HCl 10% (acide chlorhydrique 10%) et chauffer à 90°C durant 20 minutes. Brasser à la spatule s'il y a effervescence. Rincer la spatule au-dessus du tube avec un jet d'eau distillée pour récolter le maximum de matériel. Équilibrer à l'eau distillée, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm (tours par minute), puis vider le surnageant.
- 3- Rincer une fois avec 10 ml d'eau distillée, agiter, rincer la spatule, équilibrer, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.
- 4- Ajouter 8 à 10 ml de KOH 10% (hydroxyde de potassium 10%) et traiter à chaud (90°C) durant 20 minutes au maximum. Brasser occasionnellement à la spatule. Rincer la spatule au-dessus du tube avec un jet d'eau distillée, équilibrer à l'eau distillée, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm, puis vider le surnageant.
- 5- Rincer une fois avec 10 ml d'eau distillée, agiter, rincer la spatule, équilibrer, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.
- 6- Tamiser le contenu du tube au travers de tamis superposés de 150 et 15 µm. Rincer abondamment le contenu des tamis de 150 µm pour s'assurer de bien récupérer tout le matériel sporopollinique dans le tamis de 15 µm. Bien rincer le contenu de ce dernier tamis pour éliminer les particules limoneuses fines et argileuses.

-7- Récupérer délicatement dans un tube à bouchon fileté le contenu du tamis de 15 μm à l'aide d'un jet d'eau distillée très fin et d'un petit entonnoir. Centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.

-8- Ajouter 10 ml de polytungstate de sodium ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) de densité 1,9 g/cm^3 (calibré au poids d'un volume équivalent d'eau distillée ou d'un hydromètre et à température ambiante de 20 à 25°C).

Fermer le tube à l'aide du bouchon et bien agiter. Déposer le tube à l'horizontale et laisser décanter au moins 10 minutes. Faire rapidement une rotation axiale positive de 90° en gardant toujours le tube à l'horizontale et laisser décanter au moins 10 minutes. Faire rapidement une rotation axiale négative de 90°, et laisser décanter au moins 10 minutes.

En relevant le tube de 30°, faire rapidement une rotation axiale positive de 90° et laisser décanter au moins 10 minutes. Faire rapidement une rotation axiale négative de 90° en gardant le tube relevé à 30° et laisser décanter au moins 10 minutes.

Répéter les opérations de rotations à 45° et 90°. Après, si un peu de sédiments adhère encore à la paroi de l'éprouvette, le dégager à l'aide d'un léger jet de polytungstate de sodium.

-9- Centrifuger 20 minutes à 1800 tpm maximum. Récupérer le surnageant dans un second tube de 15 ml. Enlever et jeter le culot du premier tube à l'aide d'une pipette en le diluant avec 0.5 ml d'eau distillée. Passer le surnageant dans un tamis de 15 μm placé au-dessus d'un bécher (afin de récupérer le liquide pour un usage ultérieur après filtration à 0,5 μm , évaporation et calibration à 1,9 g/cc^{-1}) et rincer à l'eau distillée les deux tubes au-dessus du tamis. Rincer abondamment.

-10- Récupérer délicatement dans un tube de 15 ml, le contenu du tamis à l'aide d'un jet d'eau distillée très fin et d'un petit entonnoir. Ajouter 1 ml de HCl 10% (acide chlorhydrique 10%) pour acidifier le milieu et assurer la sédimentation. Ajuster à plus de 10 ml le volume d'eau distillée et centrifuger 20 minutes à 3000 tpm. Vider le surnageant.

-11- Ajouter 2 ml d'acide acétique glacial 99,7% ($\text{CH}_3\text{CO}_2\text{H}$) pour éliminer l'eau. Agiter, laisser reposer 5 minutes, équilibrer à l'acide acétique glacial 99,7% tout en rinçant la spatule, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.

-12- Ajouter 2 ml ou plus de liquide acétolysant (9/10 d'anhydride acétique 97% ($(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$) + 1/10 d'acide sulfurique 98% (H_2SO_4), selon le volume du culot, agiter avec une tige de verre et chauffer à 90°C durant 2 minutes maximum afin de ne pas altérer les grains. Arrêter l'acétolyse avec 2 ml d'acide acétique glacial 99,7% tout en rinçant la tige de verre et en équilibrant les tubes. Centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.

-13- Rincer une fois avec 10 ml d'eau distillée, agiter, rincer la spatule, équilibrer, centrifuger 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.

-14- Récupérer à l'aide d'une pipette et d'un peu d'alcool ou de méthanol le culot et le déposer dans un petit tube d'environ 2 ml à fond conique et à capuchon. Centrifuger au moins 20 minutes à 3000 tpm et vider le surnageant.

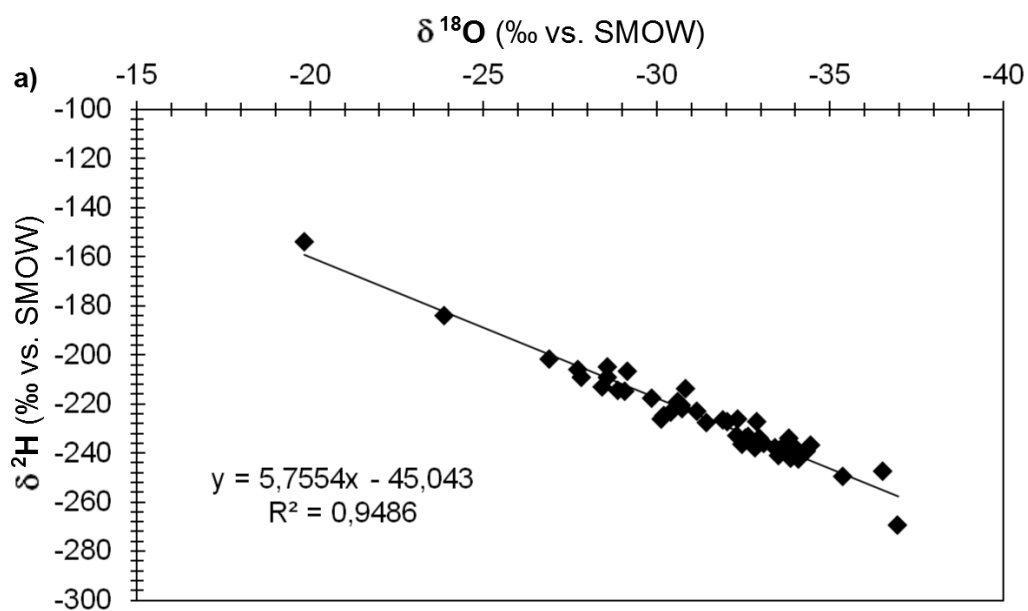
-15- Ajouter 1 goutte d'eau glycinée 30% et mélanger à la spatule. Teindre en ajoutant 1 à 2 gouttes de rouge neutre (fuchsine) selon le volume du culot et bien mélanger. Ajouter quelques gouttes de glycérine selon la concentration désirée. L'alcool ou le méthanol s'évaporeront au moment du montage sur lame.

La méthode présentée dans ce présent mémoire est davantage détaillée dans le mémoire de Landry (2011). Des photos des différentes étapes présentées ci-haut et des instructions concernant le montage de lames pour l'analyse au microscope sont également présentées dans son mémoire.

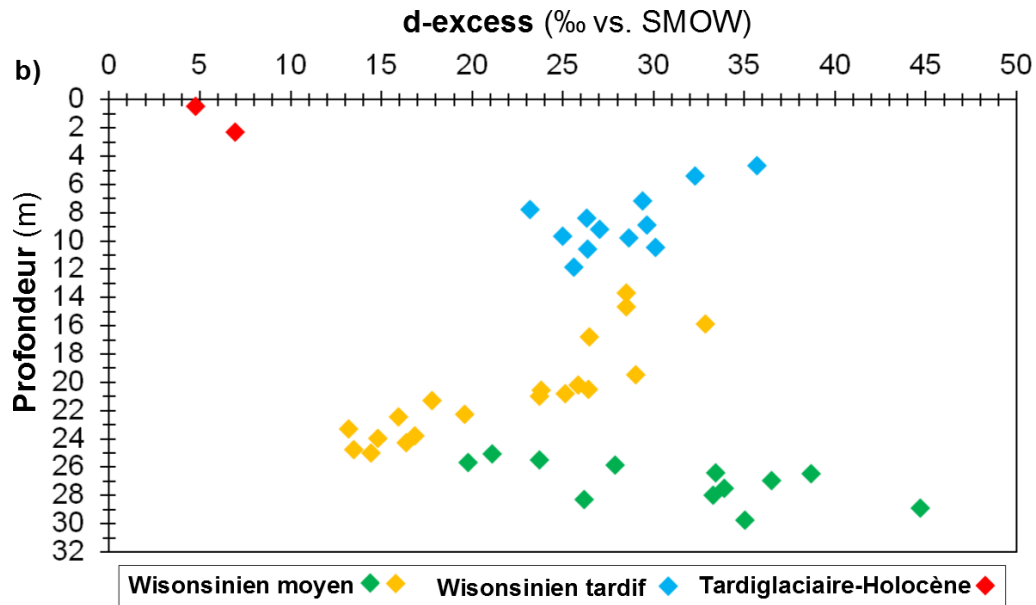
Annexe II

Relation isotopique de la glace de coins du Yedoma de la Rivière Itkillik

Au Chapitre 3, l'utilisation du *d-excess* en tant qu'indicateur de continentalité est très peu élaborée. Des informations complémentaires sont donc données dans la présente annexe afin de rendre plus accessible l'interprétation de cet indicateur.



Lors du gel de l'eau, la pente de régression entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ diffère de celle de la droite météorique mondiale (GMWL, de l'anglais *Global meteoric water line*). Une valeur de pente de moins de 7.3 suggère que la glace analysée est issue du gel d'eau liquide sous des conditions d'équilibre (Lacelle, 2011). La valeur de 5.75 obtenue au site de Itkillik (a) indique donc que la glace contenue dans les sédiments du yedoma est principalement issue des apports de précipitation. Ainsi, Avec l'appui du signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^2\text{H}$), les plus faibles contenus en glace des épisodes du début du Wisconsinien et de celui du Wisconsinien tardif peuvent être interprétés comme des épisodes où le climat était plus continental (faible disponibilité en eau pouvant être accumulée sous forme de glace dans le dépôt). Dans les hautes latitudes, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont bien corrélées aux températures de surface du site de précipitation (Lacelle, 2011).



D'autre part, les valeurs de *d-excess* sont corrélées aux conditions d'humidité de surface lors de l'évaporation. Ces conditions sont fortement influencées par les variations atmosphérique et les changements de la source d'humidité (Merlivat et Jouzel, 1979; Pfahl and Sodemann, 2014) **(b)**. Les valeurs de *d-excess* du Tardiglaciaire (<10‰) et de l'Holocène qui se différencient grandement de celle du Wisonsinien (>10‰) appuie donc l'idée que le contexte climatique moderne se distingue grandement de celui de la dernière glaciation (en terme d'humidité disponible).

